

Erich Dimroth

Untersuchungen zum Mechanismus von Blastesis
und Syntexis in Phylliten und Hornfelsen des
südwestlichen Fichtelgebirges

Inaugural-Dissertation

an der

Naturwissenschaftlichen Fakultät

der

Ludwig - Maximilian - Universität

München

1960

Sonderdruck

aus

Tschermaks mineralogische und petrographische Mitteilungen

Band 8, Heft 2—4 (1962/63)

1. Berichterstatter: Prof. Dr. Georg Fischer
2. Berichterstatter: Prof. Dr. Albert Maucher

Tag der mündlichen Prüfung 21. Dezember 1960

Lebenslauf

Am 14. April 1934 wurde ich, Erich Dimroth, als Sohn von Dr. Otto Dimroth, ordentlicher Professor für Organische Chemie an der Universität Würzburg, und seiner Frau Vera Dimroth, geb. Schütt, in Würzburg geboren.

Von 1940 bis 1944 besuchte ich die Volksschule in Würzburg, von 1944 bis 1953 mit kriegsbedingter Unterbrechung zunächst das humanistische Gymnasium, später das staatliche Realgymnasium in Würzburg.

Im Wintersemester 1953/54 begann ich an der Universität Würzburg das Studium der Geologie. Seit dem Wintersemester 1954/55 setzte ich meine Studien an der Universität München fort.

Im Sommer 1958 bestand ich die Diplom-Geologenprüfung mit einer Diplomarbeit, die ich am Institut für Gesteinskunde der Universität München durchführte und begann dann unter Leitung von Prof. Dr. Georg Fischer am Institut für Gesteinskunde der Universität München die vorliegende Dissertation.



Sonderdruck aus Band 8, Heft 2—4 (1962/63)

Nicht im Handel

Tschermaks

mineralogische und petrographische Mitteilungen

(Dritte Folge)

Herausgegeben von H. Leitmeier, Wien, und F. Machatschki, Wien

Springer-Verlag in Wien

Alle Rechte vorbehalten

Erich Dimroth

**Untersuchungen zum Mechanismus von Blastesis und
Syntaxis in Phylliten und Hornfelsen des südwest-
lichen Fichtelgebirges**

Aus dem Institut für Gesteinskunde an der Universität München

Untersuchungen zum Mechanismus von Blastesis und Syntexis in Phylliten und Hornfelsen des südwestlichen Fichtelgebirges

I. Die statistische Auswertung einfacher Gürteldiagramme

Von

Erich Dimroth¹

Mit 16 Textabbildungen

(Eingegangen am 9. Februar 1961)

Inhaltsverzeichnis

	Seite
Vorwort	249
Geographischer und geologischer Überblick	249
Problemstellung und Arbeitsmethodik	250
Definition wichtiger Begriffe	251
Arbeiten älterer Autoren	252
I. Die statistische Auswertung einfacher Gürteldiagramme	252
Zielsetzung und Voraussetzungen	252
Die Häufigkeitsverteilung der Äquatorabstände bei „straffer“ Regelung	253
Die Häufigkeitsverteilung der Äquatorabstände bei schwach geregelten Gürteldiagrammen	260
Das natürliche Maß der Regelung der b-axialen Gefüge	261
Die statistische Bestimmung der Lage der B-Achse nach der Momentenmethode	264
Das Streuungsellipsoid	264
Bestimmung der Form und Lage des Streuungsellipsoids	266
Die praktische Bestimmung des Streuungsellipsoids	269
Die weitere statistische Auswertung	272
Zusammenfassung	273

¹ Anschrift des Autors: Dept. of Geological Sciences, McGill University, Montreal, P. Q., Canada.

Vorwort

Diese Arbeit ¹ entstand in den Jahren 1958—1960 am Institut für Gesteinskunde der Universität München.

Meinem hochverehrten Lehrer, Prof. Dr. G. Fischer, möchte ich an dieser Stelle meinen aufrichtigen Dank aussprechen für sein lebhaftes Interesse an dieser Arbeit, für die zahlreichen Anregungen, die ich während meines ganzen Studiums an seinem Institut empfangen und für die großzügige Freiheit, mit der ich hier meinen eigenen Gedankengängen nachgehen durfte.

Dem leider allzufrüh verstorbenen Dr. J. Nothhaft verdanke ich die gründliche Einführung in die mikroskopische Arbeitsweise. Die Geländearbeiten konnte ich dank der finanziellen Unterstützung durch das Bayerische Geologische Landesamt weit über den beim Abschluß meiner Diplomarbeit vorliegenden Rahmen ausdehnen und so in vielen Punkten präzisieren. Zahlreichen Diskussionen mit meinen Arbeitskollegen, insbesondere mit den Herren Dr. H. Bader, Dr. G. Kraus, R. Bosse und G. Andritzky verdanke ich viele Anregungen.

Herrn Pötzl danke ich für die Anfertigung mehrerer Gesteinsanalysen.

Ich habe versucht, den Inhalt der vorliegenden Arbeit möglichst zusammenzufassen und in kurzen Abschnitten übersichtlich zu gliedern. Die folgende Gesamteinleitung wurde diesem ersten Teil der Arbeit vorangestellt.

Geographischer und geologischer Überblick

Das Gebiet, in dem die hier vorgelegte Arbeit entstand, liegt im südwestlichen Fichtelgebirge an der Grenze zur nördlichen Oberpfalz. Marktredwitz und Erbsdorf, zwei Städte, deren Namen wohl jedem deutschen Geologen bekannt sind, begrenzen das Arbeitsgebiet im Norden und Süden. Dazwischen liegt eine weiträumige, abwechslungsreiche Landschaft, mit breiten, von Tertiär erfüllten Senken, mit weitgespannten aus metamorphem Paläozoikum aufgebauten Hügeln, mit Basaltkuppen und den das umliegende Land weit überragenden Granitkuppeln des Steinwalds und der Kösseine.

Das Fichtelgebirge ist ein charakteristischer Anschnitt der südlichen saxothuringischen Zone des varistischen Gebirges. Die Haupt-

¹ Diese Arbeit wurde als Dissertation am petrographischen Institut der Universität München angefertigt und am 11. Dezember 1960 von der Naturwissenschaftlichen Fakultät der Universität München angenommen. Sie erscheint in zwei Abteilungen in den Heften Bd. VIII, 3 und 4 dieser Zeitschrift.

absenkung der varistischen Geosynklinale erfolgte hier im Kambro-Ordoviz, jedoch fehlen Sedimente des Gotland und des Devons keineswegs. Kulm konnte in diesem südlichen Teil des Saxothuringikums dagegen noch nicht aufgefunden werden und ist wohl auch nicht vorhanden. So läßt sich der Zeitpunkt der Hauptfaltung hier nicht sehr weit einengen. Wie weit sich die orogenen Bewegungen auf die bretonische, die sudetische Phase konzentrieren, wie weit sie vielleicht über längere Epochen andauerten, das wird wohl noch lange im Dunkeln bleiben. Jedenfalls fällt in den Zeitraum zwischen dem Ausgang des Devons und des Karbons die Faltung dieses Orogenstranges, die anschließende Intrusion der Granitmassive, ihre postmagmatische Tätigkeit und eine tief bis auf die saxothuringischen Gneise südlich Erbdorf hinabreichende Erosion.

Diese orogene Entwicklung war im Unterperm abgeschlossen. Durch einen glücklichen Zufall ist dieses westlich Erbdorf der Abtragung entgangen. Aus der Geröllgesellschaft der Unterpermkonglomerate wissen wir nämlich, daß bereits im Unterrotliegenden etwa der gleiche Anschnitt zutage trat wie heute. In seiner weiteren Geschichte zeigt das südliche Fichtelgebirge die Tendenz zu immer weiter fortschreitender Heraushebung, so daß unser Gebiet im Mesozoikum und Känozoikum zeitweilig Sedimentationsraum, zu anderen Zeiten wieder Denudationsgebiet war. Diese Geschichte der Hebungen und Senkungen, der Sedimentation und Wiederabtragung, die zwar den Charakter der Landschaft, nicht aber die wesentlichen geologischen Gegebenheiten verändert, ist bis heute noch nicht abgeschlossen.

Problemstellung und Arbeitsmethodik

Das Arbeitsgebiet ist charakterisiert durch eine mäßige, epizonale Regional-Metamorphose der Sedimente, die von großen Granitbatholithen durchstoßen werden. Infolgedessen spielt hier nicht die regionale, sondern vor allen Dingen die Kontaktmetamorphose eine bedeutende Rolle.

Da die Sedimente des Altpaläozoikums im betrachteten Raum chemisch äußerst eintönig zusammengesetzt sind, so sind auch ihre kontaktmetamorphen Derivate vom mineralogischen Standpunkt nicht von größerem Interesse.

Dagegen sind in diesem Gebiet alle Übergänge von den Phylliten bis zu stark granitisierten Hornfelsen vorhanden. Es lag daher nahe, *die Vorgänge während der Kontaktmetamorphose mit gefügekundlichen und statistischen Methoden zu untersuchen, mit dem Ziel, den Mechanismus der blastischen und syntektischen Vorgänge wäh-*

rend der Metamorphose zu erfassen und zu den Veränderungen der physikochemischen Zustandsbedingungen in Beziehung zu setzen.

Dabei war es nötig, differenzierte statistische Methoden anzuwenden, was naturgemäß einen beträchtlichen Arbeitsaufwand verursachte.

Deshalb habe ich mich darauf beschränkt, die Metamorphose der sehr einheitlich zusammengesetzten Phyllite zu untersuchen, die die Matrix aller stratigraphischen Serien meines Arbeitsgebietes darstellen. Alle anderen petrographischen Einheiten, die Orthogneise, Marmore, Kalksilikatfelse, Amphibolite, soweit möglich auch die Granite, blieben außer Betracht.

Auch bei der Metamorphose der Phyllite habe ich mich auf die einfachsten Fälle aufsteigender Metamorphose beschränkt. Die jüngeren Vorgänge bei fallenden Temperaturen, Glimmerneubildung, Myrmekit- und Albitneubildung usw. wurden im allgemeinen nur sehr kursorisch behandelt.

Definition wichtiger Begriffe

Die Nomenklatur der hier vorgelegten Arbeit hält sich an die üblichen Begriffe der Petrographie.

Begriffe, die von verschiedenen Autoren in verschiedener Weise gebraucht werden oder die schlecht definiert sind, wurden nach Möglichkeit vermieden. So z. B.: Ichor, Migma, Migmatit.

Im folgenden bezeichnen wir als *Hornfelse* Gesteine, welche durch thermische Metamorphose in Mineralbestand und Struktur verändert wurden, während ihre chemische Zusammensetzung im wesentlichen gleich blieb.

Metablastite sind Gesteine, die im Gefüge homogenisiert wurden und sich in Mineralbestand und Zusammensetzung Graniten nähern. Verflüssigungen sind dabei nicht nachweisbar. Kontaktmetamorphe Gesteine, in deren Gefüge Verflüssigungen nachweisbar sind, bezeichne ich dagegen als *Syntexite*, ohne damit aber eine Aussage zu treffen, ob die flüssigen Anteile bei der Bildung von außen her zugeführt wurden, oder ob sie im Gestein durch teilweise Aufschmelzung entstanden.

Als *blastisch gewachsen* bezeichne ich einen Kristall dann, wenn er in einem festen Gefüge gewachsen („aufgesproßt“) ist, in welchem die Kohäsion zwischen den Einzelmineralien nicht aufgehoben war. Wächst der Kristall dagegen in einem von flüssiger Phase umgebenen Raum, so betrachten wir ihn als *aus flüssiger Phase* (Lösung oder Schmelze) *auskristallisiert*. Diese Definition entspricht der ursprünglichen Bedeutung des Wortes Blastese, widerspricht aber der

Nomenklatur mancher neuerer Arbeiten (z. B. *Drescher-Kaden*, 1948). Auf diese Unterschiede in der Bedeutung des Wortes „Blasese“ sei hier bereits aufmerksam gemacht; ich werde in einem späteren Kapitel darauf eingehen.

Arbeiten älterer Autoren

Die Zahl der regionalen Arbeiten im Untersuchungsgebiet und seinem Rahmen ist beschränkt. Der nördliche Oberpfälzer Wald wurde von *Gümbel* nur sehr kurz dargestellt. Erst *H. R. v. Gaertner* (1939, 1950) schuf weiter östlich die Grundlagen der Stratigraphie. Mit geologischen und petrographischen Fragen im südwestlichen Fichtelgebirge befaßten sich *de Terra* (1922), *Wurm* (1926, 1932, 1935), *Kauter* (1938), *Teuscher* (1952), *Matthes* (1952), *Stettner* (1954, 1958, 1960), *Voll* (1955), *Fischer* (1957), *Andag* (1958), *Söllner* (1958), *Hofmann* (1959), *Richter* (1959) und *Dimroth* (1960).

Über das spezielle Thema der Arbeit gibt es zur Zeit nicht allzuviel Literatur. Hornfelse sind wohl mineralogisch vielfach bearbeitet wurden (*Goldschmitt*, 1911, *Tilley*, 1924, 1925) und auch die Literatur über Mischkontakte ist recht zahlreich (z. B. *Stark*, 1935), aber vergleichend-gefügeanalytische Untersuchungen sind in ihnen meines Wissens noch nicht durchgeführt worden. So fehlen in den meisten Fällen unmittelbare Vergleichsmöglichkeiten mit der Gesteinsausbildung in anderen Kontaktzonen. Auf die Literatur wird im einzelnen in den deutenden Abschnitten des Textes eingegangen werden.

I. Die statistische Auswertung einfacher Gürteldiagramme

Zielsetzung und Voraussetzungen

Das Ausgangsmaterial der untersuchten Gesteine waren Phyllite, welche einen scharfen Lagenbau besaßen. Dieser Lagenbau wurde zylindrisch verformt, d. h. um eine Achse gefaltet und durch Ebenen, welche dieser Achse parallel laufen, zerschert. Die Verformung dieser Gesteine kann also in einem ebenen Schnitt $\perp$ zur Faltenachse (B-Achse) dargestellt werden. Mißt man die Pole von (001) der neugebildeten Glimmer statistisch ein, so belegen sie einen Gürtel in der Verformungsebene (ac-Ebene). Es waren nun zwei Fragen zu lösen:

a) Es war aus dem Gefügediagramm die Lage der B-Achse statistisch zu bestimmen.

b) Es sollte eine Größe definiert werden, die den Grad der Abweichung der Glimmerpole von der Verformungsebene (ac-Ebene) charakterisiert.

Unter den oben angeführten Voraussetzungen ist die Verformungsebene (ac) die Ebene, von der die Glimmerpole im Mittel den geringsten Abstand besitzen. Dadurch läßt sich ihre Lage und die Lage der B-Achse bestimmen.

Das weiter unten dargestellte Formelwerk ist nicht anwendbar bei nicht zylindrischer Verformung, also z. B. bei konischer Verformung. In diesem Falle müßten die Glimmerpole einen Gürtel um Kleinkreise um B bilden. Es ist nicht anwendbar, wenn sich dem Gürtel noch weitere Maxima addieren, sofern man diese nicht von dem Gürtel abtrennen kann. Außerdem sind Gefügediagramme stark heterometrischer Glimmer infolge der Schnitteffekte verzerrt und können daher ebenfalls nicht auf die angegebene Weise ausgewertet werden.

Bei der Bestimmung der Lage der B-Achse treten statistische Fehler auf, deren Größe quantitativ nicht bekannt ist. Sie sind bei „weiten“ Gürteln größer wie bei „engen“.

Als Maß der Abweichung der Gefügeelemente von der Verformungsebene mußte eine Größe eingeführt werden, die unabhängig ist von der Stärke und Verteilung der Maxima im Gürtel. Die Streuung der Abstände der Gefügeelemente von der Verformungsebene erwies sich dabei als brauchbarer Maßstab.

Wir beziehen im folgenden die Gefügediagramme auf ein Koordinatensystem, das nach den tektonischen Daten orientiert ist. Die B-Achse wählen wir dabei senkrecht von oben nach unten verlaufend. Im Grundkreis, der den Gürtel um B symmetrisch halbiert, wählen wir eine Gerade, welche senkrecht auf dem Hauptmaximum steht, als Ausgangsrichtung. Dann können wir die Lage eines jeden Gefügepols in der gleichen Weise beschreiben wie die Lage eines Punktes auf der Erdkugel. Dem Winkelabstand des Pols von dem Grundkreis $\perp B$ (Äquator) bezeichnen wir als seine Breite H, seine „geographische Lage“ bezeichnen wir als sein Azimut A und rechnen es von der gewählten Bezugsgeraden $\perp B$ in Richtung des Uhrzeigers. Weiterhin bezeichnen wir den Abstand des Gefügepols von der Ebene $\perp B$ auf der Einheitskugel (Radius 1) als seinen Äquatorabstand z. Es ist dann $z = \sin H$.

Die Häufigkeitsverteilung der Äquatorabstände bei „straffer“ Regelung

Um die Häufigkeitsverteilung der Äquatorabstände zu untersuchen, teilt man zunächst einmal das Gefügediagramm durch eine Reihe von Kleinkreisen um B in Segmente, zählt die in diese Segmente fallenden Pole und rechnet die so erhaltenen Polzahlen auf Bruchteile der Gesamtpolzahl um. Die so erhaltenen Polhäufigkeiten in den einzelnen Segmenten kann man nun in verschiedener Weise verarbeiten.

1. Man stellt die Polhäufigkeiten in den Segmenten graphisch dar und vergleicht sie mit analytischen Verteilungskurven.
2. Man bildet aus den Polhäufigkeiten der einzelnen Segmente die Summenkurve, beginnend mit dem Segment um B und endend

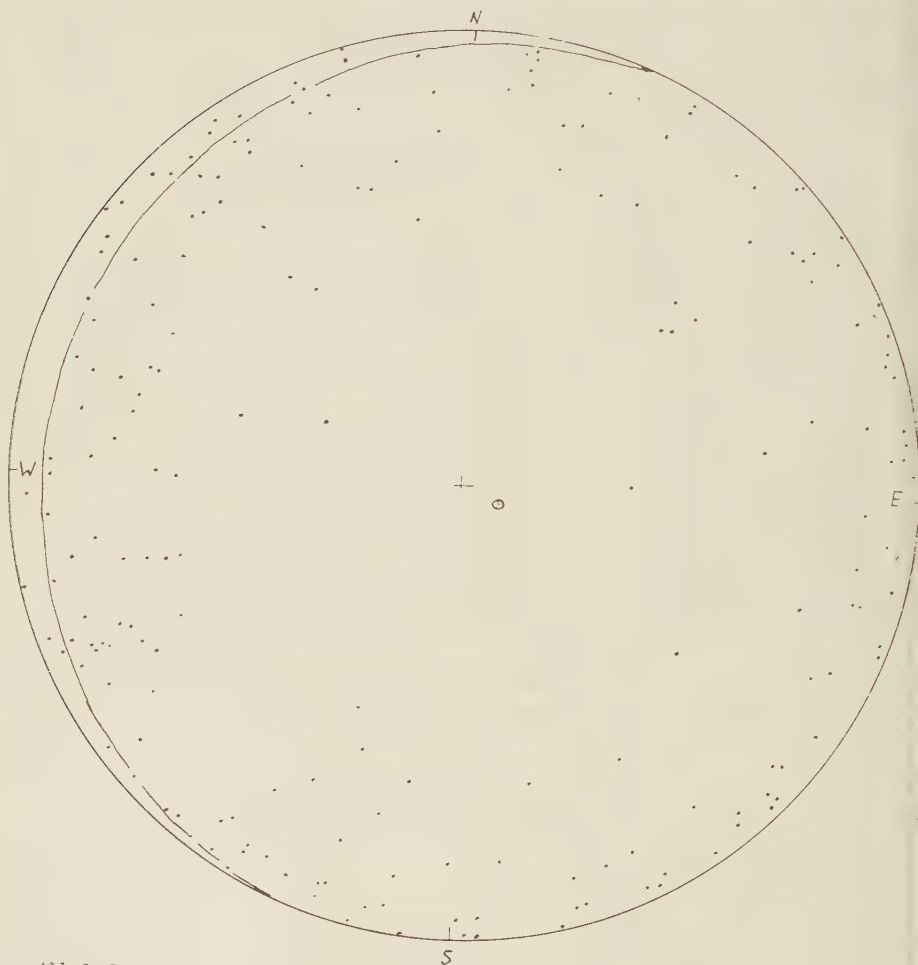


Abb. 1. Schliff 5634. Diagramm a. 200 Biotite, verwachsen mit Quarz und Kalifeldspat. Sillimanitreiche und biotitreiche Flaser eines Sillimanithornfelses. Nördlich Manzenberg.

mit dem Segment, das den Großkreis $\perp B$ als äußere Grenze besitzt und vergleicht sie mit den Summenkurven analytischer Verteilungen.

Dabei ist das letztere Verfahren vorzuziehen. Die Polhäufigkeiten in den Segmenten schwanken natürlich statistisch um so mehr, je

weniger Pole sie enthalten, je enger sie also sind. Macht man aber anderseits die Segmente groß, so kann man die Polhäufigkeit im Segment natürlich nicht mehr ohne weiteres mit dem Wert einer analytischen Verteilung etwa für den mittleren Polabstand des Segments vergleichen.

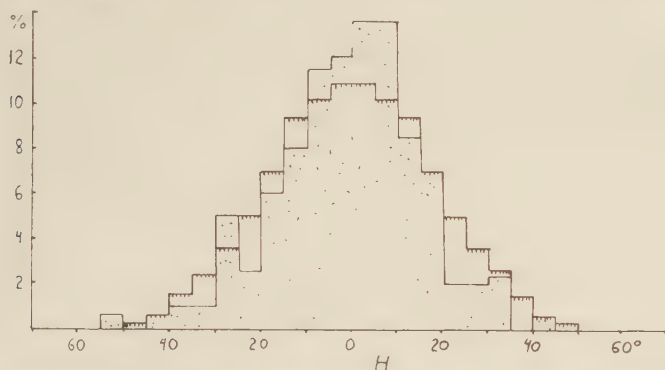


Abb. 2. Diagramm 5634 a (Abb. 1). Häufigkeitsverteilung der Äquatorabstände. Strichlierte Grenze: Gaußsche Vergleichsverteilung. Punktiert: gemessene Werte.

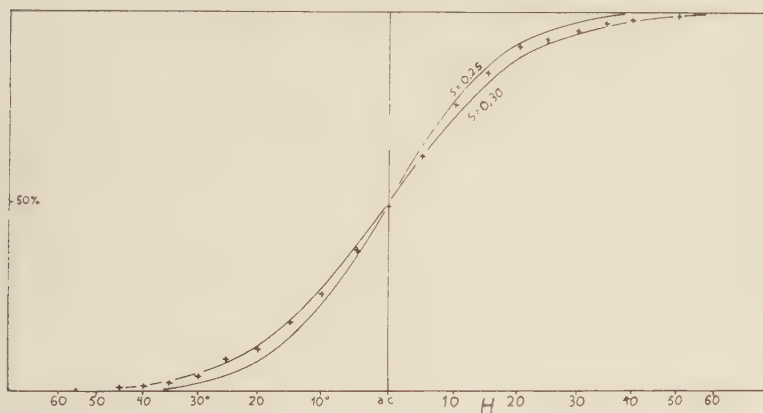


Abb. 3. Diagramm 5634 a. Summenkurve der Häufigkeitsverteilung der Äquatorabstände. Vergleichskurve und die gemessenen Werte.

Die Summenkurve der Verteilung wird dagegen statistisch um die Kurve der „wahren“ Polverteilung schwanken und sich dieser um so mehr nähern, je mehr Pole man eingemessen hat. Um dies an einem Beispiel zu erläutern wurden die Polhäufigkeiten der Segmente und ihre Summenkurve eines Gefügediagramms graphisch dargestellt und mit der ihr entsprechenden analytischen Verteilung verglichen (Abb. 1—12).

Die Darstellung der Polhäufigkeiten als Summenkurven hat den weiteren Vorteil, daß ein Papier käuflich ist, bei dem die Abszisse nach dem Gaußschen Integral geteilt ist (Wahrscheinlichkeitspapier). Trägt man nun auf

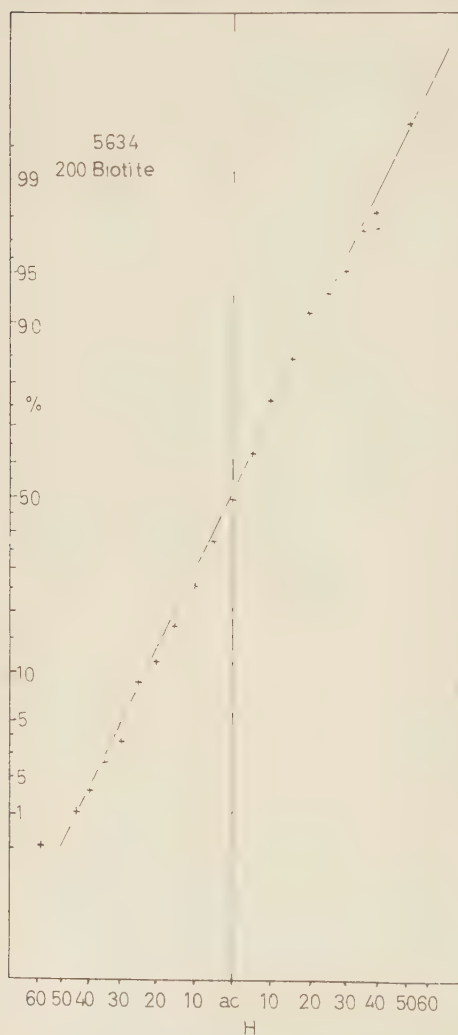


Abb. 4. Diagramm 5634 a. Summenkurve der Häufigkeitsverteilung der Äquatorabstände, dargestellt auf Wahrscheinlichkeitspapier.

der Ordinate den Äquatorabstand ab, auf der Abszisse die Summenkurven der Polhäufigkeiten, so muß sich ein Linienzug ergeben, der um eine Gerade schwankt, wenn die Häufigkeit der Äquatorabstände nach dem

Gaußschen Verteilungsgesetz verteilt ist. Dabei muß man natürlich nicht nur die Pole der einen abgebildeten Diagrammhälfte eintragen, sondern auch die der anderen Kugelhälfte, deren Breiten und Äquatorabstände entgegengesetztes Vorzeichen besitzt. Es muß also jeder Pol zweimal gezählt werden. Der so entstehende Kurvenzug ist natürlich symmetrisch zur Mittellinie, da ja jeder Pol zweimal mit entgegengesetzt gleichem Äquatorabstand auf der Lagenkugel vorkommt.

Es ist aber noch besser zur praktischen Auswertung einen etwas anderen Weg einzuschlagen, der zwar nicht ganz korrekt ist, aber große praktische Vorteile hat. Wenn ein Gefügediagramm wirklich eine B-axiale Regelung aufweist und

keine Maxima besitzt, die aus dem Gürtel um B herausfallen, so muß dieses Diagramm nicht nur in bezug auf die Ebene senkrecht B symmetrisch sein, sondern auch noch eine zweizählige Achse pa-

rallel B besitzen. Wir teilen deshalb das Gefügediagramm durch eine willkürliche Ebene $\parallel B$ in zwei Hälften und rechnen die Äquatorabstände in der einen Hälfte positiv, in der anderen negativ. Wir berechnen nun die Polhäufigkeiten in den Segment-



Abb. 5. Diagramm 5632. 200 Biotite. Sillimanithornfels. Nördlich Manzenberg.

hälften wie oben und tragen ihre Summenkurve ausgehend von dem Äquatorabstand -1 (Breite 90^0 in der „negativen“ Diagrammhälfte) bis zum Äquatorabstand $+1$ (Breite $+90^0$ in der „positiven“ Diagrammhälfte) an. Der entstehende Linienzug muß wieder symmetrisch sein. Ist er dies nicht, so bestehen entweder noch Maxima, die nicht in den Gürtel passen, oder die B-Achse wurde falsch be-

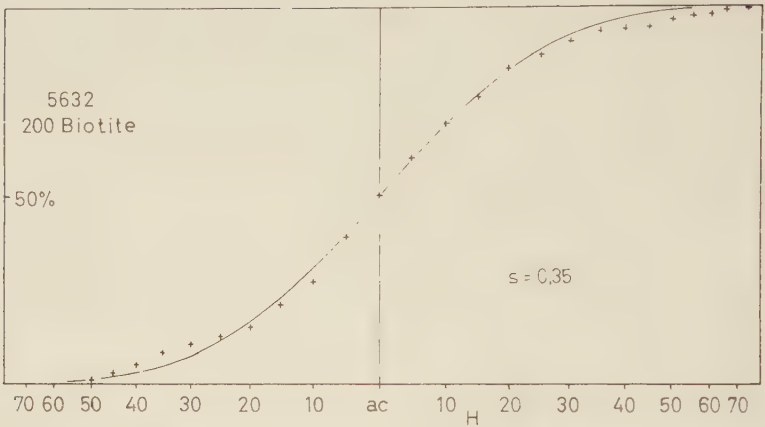


Abb. 6. Diagramm 5632. Summenkurve der Häufigkeitsverteilung der Äquatorbestände. Vergleichskurve und gemessene Werte.



stimmt. Diese Darstellungsweise gibt somit eine Kontrolle der Bestimmung der B-Achse.

Es ergab sich dabei, daß sich die Summenkurven der Polhäufigkeit dann einer Geraden anschmiegt, wenn man die Summen der Häufigkeiten auf Wahrscheinlichkeitspapier gegen die Äquatorabstände anträgt.

Die Häufigkeit der Äquatorabstände ist also nach dem Gaußschen Verteilungsgesetz verteilt.

Wir bezeichnen nun mit $F(a)$ die kumulierte Häufigkeit der Pole mit Äquatorabständen kleiner oder gleich a ($-1 < a < +1$). Diese nähert sich dann dem Ausdruck

Abb. 7. Diagramm 5632. Summenkurve der Häufigkeitsverteilung der Äquatorabstände. Dargestellt auf Wahrscheinlichkeitspapier.

$$(1) F(a) = \frac{1}{s\sqrt{2\pi}} \int_{-1}^a \exp\left(-\frac{z^2}{2s^2}\right) dz$$

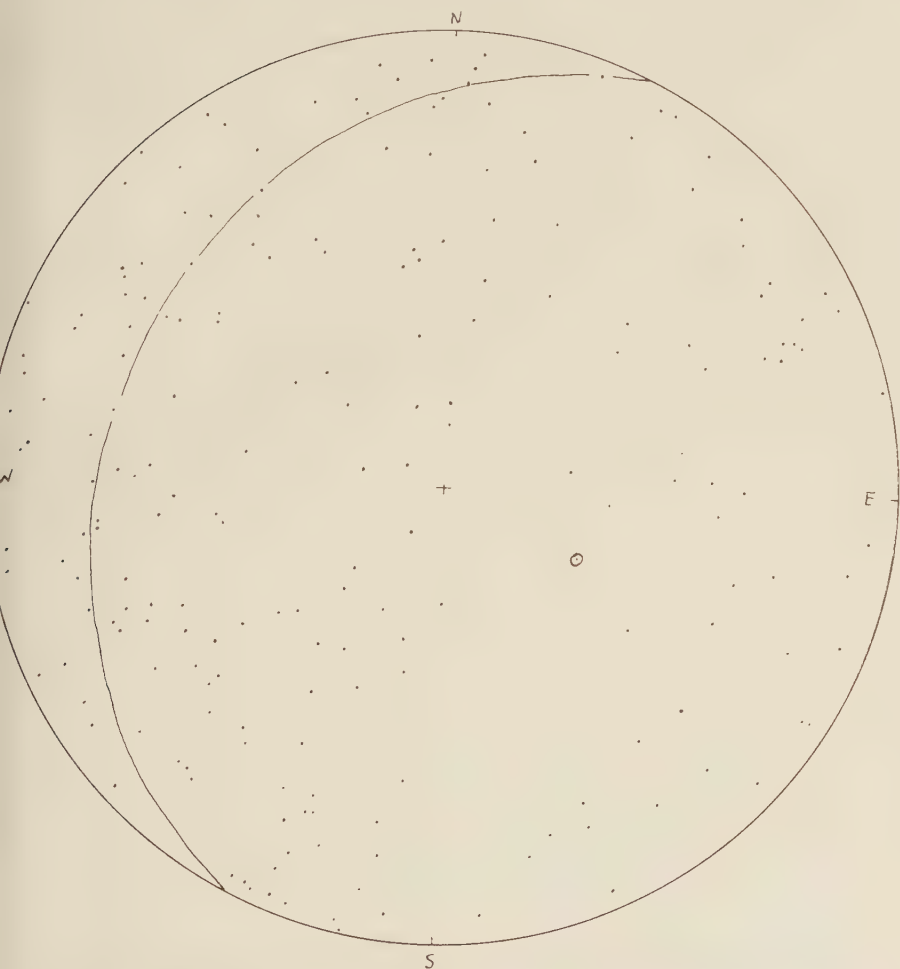


Abb. 8. Diagramm 4227 c. 200 Kleinmuscovite. Andalusit-Hornfelsglimmerschiefer, Güttern.

dann, wenn die Polzahl sehr groß ist. s ist dabei eine Konstante, die mit der „Weite“ der Gürtel zunimmt. Man kann s unmittelbar aus der Summenkurve der Polverteilung entnehmen, denn s ist der Äquatorabstand, bei dem die Summenkurve durch den Abszissenwert 0.158 (= 15.8%) bzw. 0.842 (= 84.2%) geht. Beispiele zeigen die Abb. 1—7.

Die Häufigkeitsverteilung der Äquatorabstände bei schwach geregelten Gürteldiagrammen

Die Verteilung des Äquatorabstands schwach geregelter Gürteldiagramme konnte mit guter Näherung als Gaußsche Verteilung dargestellt werden, die an den Grenzen $z = \pm 1$ abgeschnitten sind.

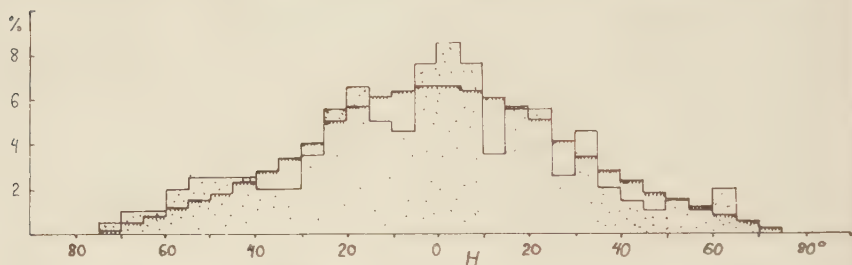


Abb. 9. Diagramm 4227 c. Häufigkeitsverteilung der Äquatorabstände. Mit strichlierter Grenze: Vergleichsverteilung. Punktirt: gemessene Verteilung.

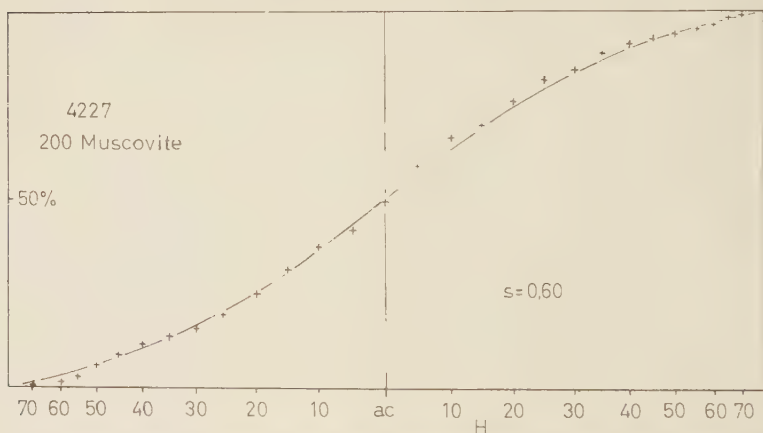


Abb. 10. Diagramm 4227 c. Summenkurve der Häufigkeitsverteilung der Äquatorabstände. Ausgezogen: Vergleichsverteilung.

Um die gefundenen Verteilungen des Äquatorabstandes mit den an den Grenzen $z = \pm 1$ abgeschnittenen Gaußschen Verteilungen zu vergleichen, zeichnet man eine Schar solcher Vergleichskurven mit verschiedenen Streuungen s auf Millimeterpapier (Tafel I) und vergleicht die gefundene Verteilung des Äquatorabstands mit dieser Kurvenschar. Als Vergleichsverteilung wählt man dann die Gaußsche Verteilung des Äquatorabstands, die mit der gefundenen Verteilung am besten übereinstimmt. Auf diese Weise wurden die Abb. 10 und 12 gezeichnet.

Das natürliche Maß der Regelung der b-axialen Gefüge

Die Häufigkeitsverteilung der Äquatorabstände bestimmt den Wert ihrer Streuung eindeutig. Umgekehrt bestimmt die Streuung

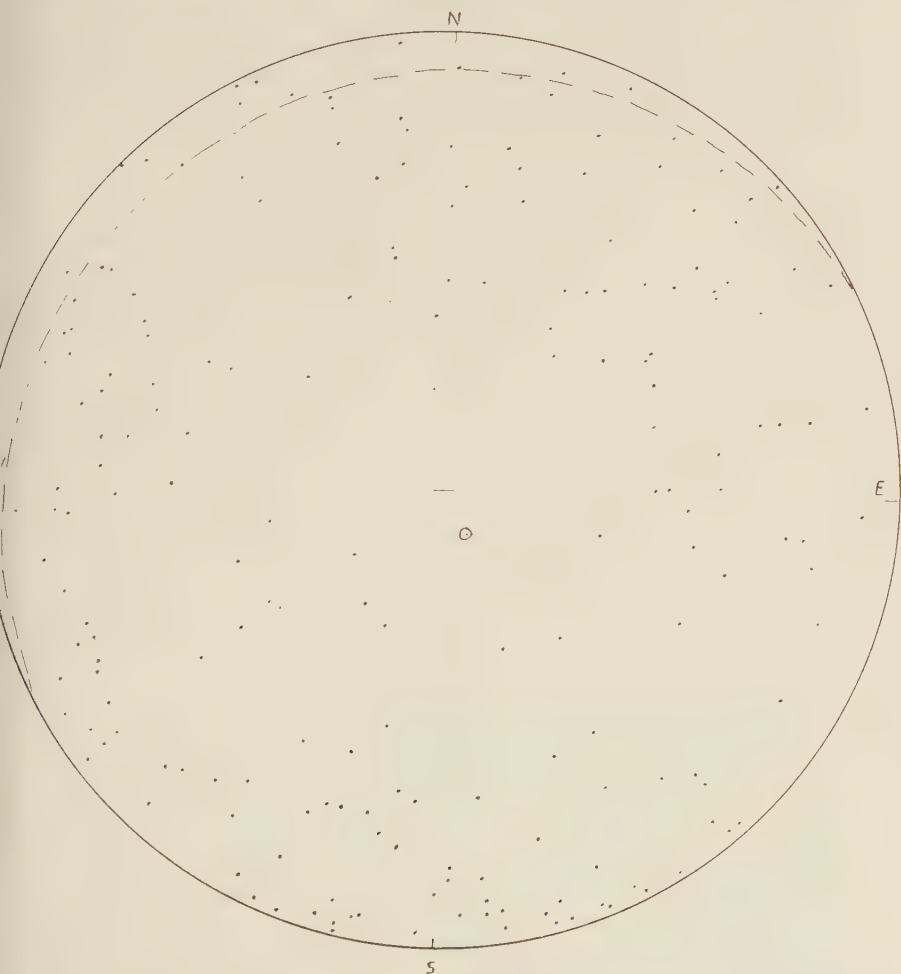


Abb. 11. Diagramm 5637. 200 Biotite. Biotit- und sillimanitreiche Flaser eines Sillimanithornfelses. Manzenberg.

der Äquatorabstände die Häufigkeitsverteilung eindeutig, wenn die Form dieser Verteilung bekannt ist, so z. B., wenn sie wie in den untersuchten Beispielen dem Gaußschen Verteilungsgesetz folgt.

Wir benutzen deshalb die Streuung s der Gaußschen Verteilung der Äquatorabstände als Maß des b-axialen Regelungsgrades.

Dies hat den Vorteil, daß wir den b-axialen Regelungsgrad der verschiedenen Gefügediagramme vergleichen können, unabhängig davon, welcher tektonischen Lage der untersuchte Schliiff entstammt. Die Darstellungsmethode hat zwei Nachteile, die nach einiger Gewöhnung jedoch nicht mehr verspürbar sind.

Einmal entsprechen großen Streuungen, also hohen Werten von s schwache Regelungen, kleinen Streuungen dagegen straffe Regelungen. Mit zunehmender Streuung nimmt der Regelungsgrad ab und umgekehrt.

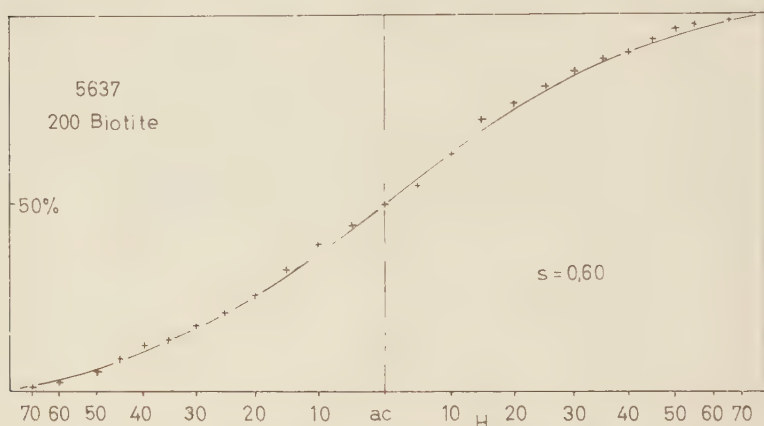
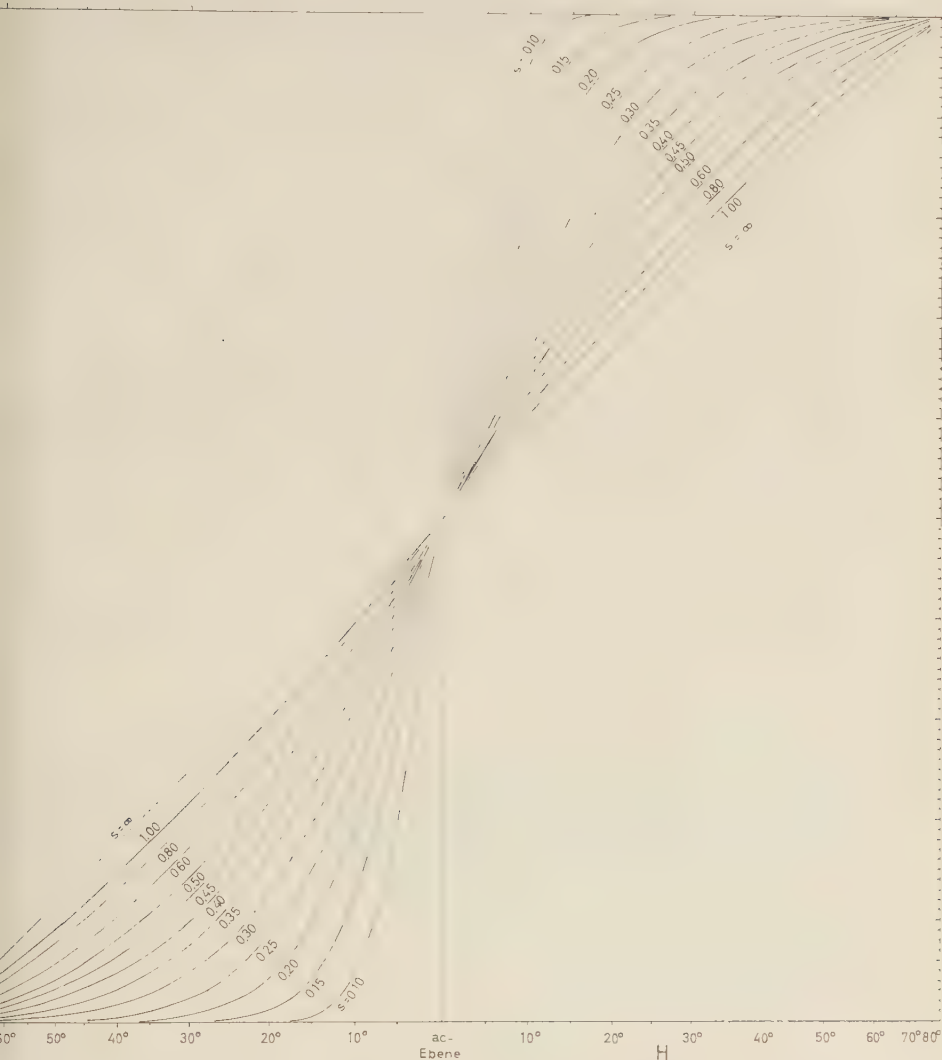


Abb. 12. Diagramm 5637. Summenkurve der Häufigkeitsverteilung der Äquatorabstände. Ausgezogen: Vergleichsverteilung.

Es wäre natürlich möglich, den Kehrwert der Streuung als Maß des b-axialen Regelungsgrades einzuführen. Dies hat sich jedoch als unpraktisch erwiesen. Einmal bezeichnet der Begriff „Regelungsgrad“ bei den verschiedenen Autoren (Fairbairn, 1949, Braitsch, 1957, Fischer, 1960) zwar in der Sache allemal dasselbe, jedoch verwenden alle Autoren verschiedene mathematische Ausdrücke um den „Regelungsgrad“ zu definieren. Dem noch einen weiteren „Regelungsgrad“ hinzuzufügen erschien mir untunlich. Weiterhin entsprechen bei sehr straffen Regelungen geringen Unterschieden der Streuung bereits beachtliche Unterschiede ihres Kehrwertes. Da nun geringe Fehler in der Bestimmung der Streuung natürlich auftreten, wird der Fehlerbereich des Kehrwertes der Streuung bei straffen Regelungen sehr groß und vor allem sehr viel größer als bei schwachen Regelungen. Dies erschwert es aber, die Regelungsgrade übersichtlich in einem Diagramm darzustellen, da nun die Kehrwerte der Streuung bei straffem Gefüge außerordentlich starke Schwankungen aufweisen, die in Wirklichkeit gar keine Bedeutung haben.

Ein weiterer Nachteil dieser Darstellungsmethode liegt darin, daß es dem Gefügekundler zunächst unanschaulich erscheint, Zahlenwerte an Stelle eines Diagramms zu bringen. Mit einiger Übung gelingt es jedoch leicht, die Streuung eines jeden Gefüge-



Tafel I. An den Grenzen $z = \pm 1$ abgeschnittene Gaußsche Verteilungen als Vergleichsverteilungen zur Auswertung des Regelungsgrades b-axialer Gefügediagramme. s = Streuung der Gaußschen Verteilung. Die Grenzverteilung $s = \infty$ ergibt eine gleichmäßige Verteilung der Pole auf der Kugeloberfläche.

diagramms ziemlich gut abzuschätzen und sich bereits beim Betrachten des Diagramms eine Vorstellung der Zahlenwerte von s zu machen. Umgekehrt gelingt es sehr bald sich aus diesem Zahlenwert ein ungefähres Bild des Diagramms zu machen.

Um diese Schwierigkeit zu überwinden, habe ich im folgenden für eine Reihe von Gefügediagrammen die Äquatorabstandsverteilung und die ihnen zukommenden Zahlenwerte von s dargestellt.

Als Regel gilt dabei:

1. Straffe Regelungen (Gürtel mit $<60^\circ$ Weite) haben Streuungen kleiner als 0·25.
2. Schwache Regelungen (Pole auf dem ganzen Diagramm) haben Streuungen größer als 0·30.

Die statistische Bestimmung der Lage der B-Achse nach der Momentenmethode

Um den b-axialen Regelungsgrad von schwach geregelten Gürteldiagrammen bestimmen zu können, muß man zunächst einmal die Lage der B-Achse möglichst genau kennen. Die Lage der B-Achse kann man rechnerisch unter den oben gemachten Voraussetzungen ermitteln.

Das Streuungsellipsoid

In rein B-axial geprägten Diagrammen ist die Streuung der Polpunkte (d. h. ihr mittleres Abstandsquadrat) um B am größten und entsprechend ihr mittleres Abstandsquadrat von der Ebene senkrecht B am geringsten.

Wir beschreiben im folgenden die Lage eines Gefügepols im Diagramm durch seine Koordinaten auf der Einheitskugel, und zwar einmal durch die Polarkoordinaten ϑ (Azimut, „Streichen“) und φ (Breite, „Fallen“). φ ist der Winkel zwischen dem Gefügepol und deren Schliffebene, ϑ der Winkel zwischen der Schwingungsrichtung des Polarisators („N—S“) von Gefüge „Nord“ in Uhrzeigerrichtung von 0—360°. Daneben verwenden wir die kartesischen Koordinaten x , y , z des Pols (ϑ , φ) auf der Einheitskugel. Dabei rechnen wir $+x$ nach N, $+y$ nach E, $+z$ nach unten. Es gelten dann die Umwandlungsbeziehungen:

$$\begin{aligned} x &= \cos \varphi \cos \vartheta \\ y &= \cos \varphi \sin \vartheta & x^2 + y^2 + z^2 &= 1 \\ z &= \sin \varphi \end{aligned}$$

Für das Gesamtdiagramm heben sich alle Summen der Koordinaten stets auf, da ja jeder Pol einmal auf Unterseite der Lagenkugel erscheint und einmal (mit entgegengesetzt gleichen Koordinaten) auf ihrer Oberseite. Für eine Diagrammhälfte allein sind die Summen der Koordinaten abhängig von der Lage des Schliffes zu den Gefügedaten.

Wir bezeichnen nun mit a, b, c die Winkel, welche die Normale auf eine Ebene durch den Ursprung unseres Koordinatensystems mit der X-, Y-, und Z-Achse bilden. Dann ist der Abstand eines Punktes mit den Koordinaten x, y und z zu dieser Ebene gleich:

$$d = x \cos a + y \cos b + z \cos c$$

Für alle Pole eines Gefügediagramms wird wiederum die Summe der Polabstände zu jeder beliebigen Ebene gleich Null, da jeder Gefügepol einmal auf der positiven Seite der Ebene und einmal auf ihrer negativen mit entgegengesetzt gleichem Abstand erscheint. Die Summe der Abstandsquadrate verschwindet dagegen nicht. Es ist

$$d^2 = (x \cos a + y \cos b + z \cos c)^2$$

$$d^2 = x^2 \cos^2 a + y^2 \cos^2 b + z^2 \cos^2 c + 2xy \cos a \cos b + 2yz \cos b \cos c + 2xz \cos a \cos c$$

Entsprechend ist die Summe der Abstandsprodukte gleich:

$$\Sigma d^2 = \cos^2 a \Sigma x^2 + \cos^2 b \Sigma y^2 + \cos^2 c \Sigma z^2 + 2 \cos a \cos b \Sigma xy + 2 \cos b \cos c \Sigma yz + 2 \cos a \cos c \Sigma xz$$

Dividieren wir diesen Ausdruck durch die Anzahl n der Pole, so erhalten wir:

$$\Sigma d^2 / n = \cos^2 a \Sigma x^2 / n + \dots$$

Die Größen $\Sigma d^2 / n$, $\Sigma x^2 / n$ usw. sind die Quadrate der Streuung der Abstände der Polpunkte von den Ebenen XY usw. und von der beliebigen Ebene, die Größen $\Sigma xy / n$, $\Sigma x^2 / n$ usw. sind die statistisch ermittelten Schätzwerte der gemischten Momente zweiter Ordnung. Wir führen nun folgende Abkürzungen ein:

$$J_x = \frac{\Sigma x^2}{n} \quad B_{xy} = \frac{\Sigma xy}{n}$$

$$J_y = \frac{\Sigma y^2}{n} \quad B_{yz} = \frac{\Sigma yz}{n} \quad J = \frac{\Sigma d^2}{n}$$

$$J_z = \frac{\Sigma z^2}{n} \quad B_{xz} = \frac{\Sigma xz}{n}$$

$$J_x + J_y + J_z = 1$$

Dann ist:

$$(2) J = J_x \cos^2 a + J_y \cos^2 b + J_z \cos^2 c + 2 B_{xy} \cos a \cos b + 2 B_{yz} \cos b \cos c + 2 B_{xz} \cos a \cos c$$

Um die Größe J zu veranschaulichen, ziehen wir vom Ursprung des Koordinatensystems in Richtung der Ebenennormalen einen Vektor, welche die Länge $1/|J|$ besitzt. Der Endpunkt dieses Vektors hat die Koordinaten:

$$\xi = \frac{\cos a}{|J|} \quad \eta = \frac{\cos b}{|J|} \quad \zeta = \frac{\cos c}{|J|}$$

Damit ist:

$$\cos a = \xi |J| \quad \cos b = \eta |J| \quad \cos c = \zeta |J|$$

Setzen wir diese Werte in die Gleichung (2) ein, so erhalten wir:

$$(3) \quad J_x \xi^2 + J_y \eta^2 + J_z \zeta^2 + 2B_{xy} \xi \eta + 2B_{yz} \eta \zeta + 2B_{zx} \xi \zeta = 1$$

Dies ist die Gleichung einer Fläche zweiten Grades. Da nun die Summe der Abstandsquadrate mehrerer Punkte von einer Ebene niemals verschwinden kann, sofern diese nicht in einer Ebene liegen (und das ist in einem Gefügediagramm niemals der Fall) ist diese Fläche ein im allgemeinen dreiaxsiges Ellipsoid. Wir bezeichnen es als das *Streuungsellipsoid*.

Damit hat die Streuung der Gefügapole in bezug auf die Ebene $\perp$ zur kleinen Achse des Streuungsellipsoids ein Maximum, in bezug auf die Ebene $\perp$ zur großen Achse ein Minimum.

Die Lage der B-Achse bestimmen wir nun, indem wir die Richtung der größten Achse des Streuungsellipsoids berechnen.

Bestimmung der Form und Lage der Streuungsellipsoide

In bezug auf das Koordinatensystem der Ellipsoidachsen geht die Gleichung (3) über in:

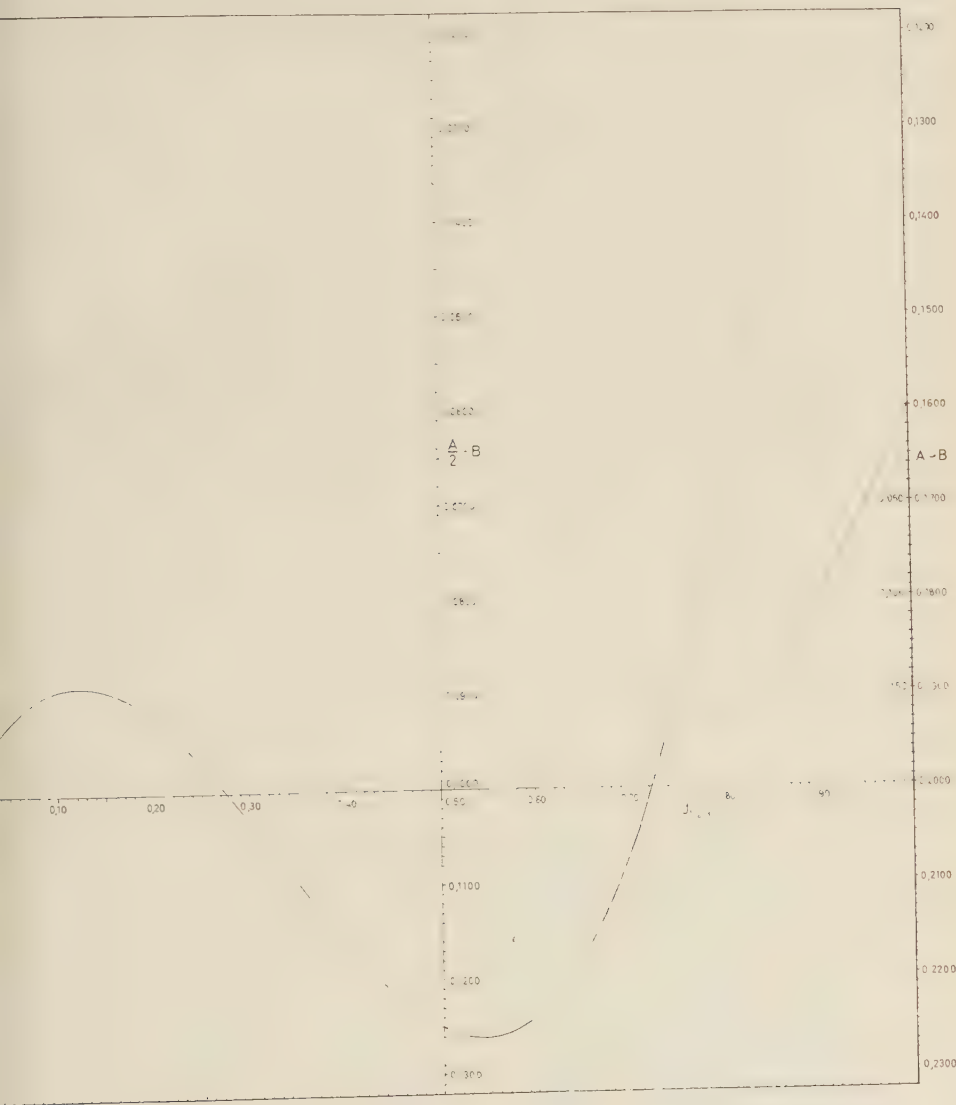
$$(4) \quad J_1 \xi^2 + J_2 \eta^2 + J_3 \zeta^2 = 1$$

Größe und Richtungen der Hauptachsen des Ellipsoids (3) sind bekanntlich gegeben durch das Gleichungssystem:

$$\begin{aligned} (5) \quad J_x \xi + B_{xy} \eta + B_{xz} \zeta &= k\xi \\ B_{xy} \xi + J_y \eta + B_{yz} \zeta &= k\eta \\ B_{zx} \xi + B_{yz} \eta + J_z \zeta &= k\zeta \\ k &= J_1, J_2, J_3 \end{aligned}$$

Dieses Gleichungssystem kann nur bestehen, wenn:

$$(6) \quad \left. \begin{array}{ccc} (J_x - k) & B_{xy} & B_{xz} \\ B_{xy} & (J_y - k) & B_{yz} \\ B_{zx} & B_{yz} & (J_z - k) \end{array} \right\} = 0$$



Tafel II. Nomogramm zur Auswertung der Gleichung $k^3 - k^2 + Ak - B = 0$.

Entwickeln wir diese Determinante, so erhalten wir:

$$k^3 - k^2(J_x + J_y + J_z) + k(J_x J_y + J_y J_z + J_z J_x) - (B_{xy}^2 + B_{yz}^2 + B_{xz}^2) - J_x J_y J_z - 2B_{xy} B_{yz} B_{xz} + J_x B_{yz}^2 + J_y B_{yz}^2 + J_z B_{xy}^2 = 0$$

Wir setzen:

$$A = J_x J_y + J_y J_z + J_z J_x - (B_{xy}^2 + B_{yz}^2 + B_{zx}^2)$$

$$B = J_x J_y J_z + 2B_{xy} B_{yz} B_{xz} - (J_x B_{yz}^2 + J_y B_{xz}^2 + J_z B_{xy}^2)$$

und erhalten:

$$(7) \quad k^3 - k^2 + Ak - B = 0$$

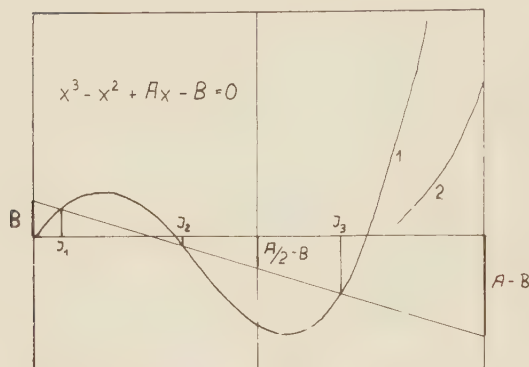


Abb. 13. Schema zu Tafel II. Um J_1 usw. zu erhalten, verbindet man die Werte B (links) und $A-B$ (rechts) oder $A/2-B$ (Mitte) durch eine Gerade. Die Ordinaten der Schnittpunkte dieser Geraden mit der Kurve 1 ergeben von links nach rechts J_1 , J_2 und J_3 . Liegt J_3 nicht mehr auf der Kurve 1, so ermittelt man es auf Kurve 2, wobei der kleinere (innere) Maßstab für B und $A-B$ gilt.

in einem stark verzerrten Maßstab dargestellt. Die Werte A und B müssen sehr genau berechnet werden (also nicht mit dem Rechenschieber sondern mit der Logarithmentafel).

Eine Kontrolle der gefundenen Werte ergibt:

$$A = J_1 J_2 + J_2 J_3 + J_3 J_1$$

$$B = J_1 J_2 J_3$$

Hat man die Achsenabschnitte des Streuungsellipsoids bestimmt, so kann man das Gleichungssystem (4) auflösen und das Verhältnis $\xi:\eta:\zeta$ der Achsenrichtungen bestimmen.

Es ist:

$$\frac{\xi}{\zeta} = \frac{\frac{B_{yz}}{J_y - k} - B_{xz}}{J_x - k - \frac{B_{xy}^2}{J_y - k}}$$

$$\frac{\eta}{\zeta} = \frac{\frac{B_{xz}}{J_x - k} - B_{yz}}{J_y - k - \frac{B_{xy}^2}{J_x - k}}$$

Die Gleichung (7) löst man am besten graphisch auf, indem man die Kurven $x = k^3 - k^2$ und $y = B - Ak$ miteinander zum Schnitt bringt. Die Schnittpunkte der Geraden y und der Kurve x ergeben die gesuchten Werte von k (Schema: Abb. 13, Tafel II).

Um die Genauigkeit der graphischen Auswertung zu erhöhen, wurde in Abb. 13 sowohl der Kurve x als auch der Geraden y die Gerade $z = 0.2k$ addiert und die Kurve in

$$\begin{aligned}\frac{\zeta}{\xi} &= \frac{\frac{B_{xy} B_{yz}}{J_y - k} - B_{xz}}{J_z - k - \frac{B_{yz}^2}{J_y - k}} & \frac{\eta}{\xi} &= \frac{\frac{B_{xz} B_{yz}}{J_z - k} - B_{xy}}{J_y - k - \frac{B_{yz}^2}{J_z - k}} \\ \frac{\zeta}{\eta} &= \frac{\frac{B_{xy} B_{xz}}{J_x - k} - B_{yz}}{J_z - k - \frac{B_{xz}^2}{J_x - k}} & \frac{\xi}{\eta} &= \frac{\frac{B_{yz} B_{xz}}{J_z - k} - B_{xy}}{J_x - k - \frac{B_{xz}^2}{J_z - k}}\end{aligned}$$

wobei für k die *Hauptstreuung* einzusetzen ist, welche zu der gesuchten Achse gehört, zur Bestimmung von B also die kleinste *Hauptstreuung* J_1 .

Da diese Ausdrücke für ξ/η usw. teilweise voneinander unabhängig sind, ist es möglich, die Berechnung zu kontrollieren.

Es ist dann das Azimut ϑ bzw. die Breite φ der entsprechenden Hauptstreuungsachsen gegeben durch:

$$\vartheta = \arctg \eta/\xi = \arctg \xi/\eta$$

Wobei der Wert von ϑ genommen werden muß, für den $\cos \vartheta$ das Vorzeichen von ξ/ξ besitzt.

$$\varphi = \arctg \frac{1}{\sqrt{(\xi/\zeta)^2 + (\eta/\zeta)^2}} = \arctg \sqrt{(\xi/\zeta)^2 + (\eta/\zeta)^2}$$

(8) bzw.

$$\varphi = \arctg \frac{\xi/\zeta}{\cos \vartheta} = \arctg \frac{\zeta/\eta}{\sin \vartheta}$$

Die praktische Bestimmung des Streuungsellipsoids

Es wäre nun sehr umständlich, wollte man die Werte x^2 , y^2 ... xy ... für jeden eingemessenen Pol einzeln bestimmen und addieren. Deshalb teilen wir das Gefügediagramm in der von *Braitsch* (1957) angegebenen Weise in 200 gleichgroße Flächen ein (Abb. 14), addieren die Polzahlen für diese einzelnen Flächenabschnitte und multiplizieren sie mit den Werten x^2 usw. des Mittelpunktes des Flächenabschnitts. Da nach *Braitsch* alle 4 Sektoren des Diagramms gleich unterteilt sind, braucht man diese Rechnungen nur für höchstens 55 Teilfelder durchzuführen. Da außerdem die Randfelder nur halb so groß sind wie die Felder in der Mitte des Diagramms und dabei gegenüberliegende Randfelder zusammengefaßt werden, entfallen für diese Felder die Werte xz und yz . Die Werte von x^2 , y^2 , z^2 usw. für die numerierten Teilfelder sind in der Tab. 22 dargestellt. Der Wert z^2 ist in jedem Ring gleich.

Man multipliziert nun die Werte der Tab. 1 jeweils:

zur Berechnung von Σx^2 , Σy^2 mit der Summe der Polpunkte in den 4 gleichbezahlten Feldern der vier Quadranten;

zur Berechnung von Σxy mit der Summe der Polpunkte in den gleichbezahlten Feldern der NE- und SW-Quadranten abzüglich derer im NW- und SE-Quadranten;

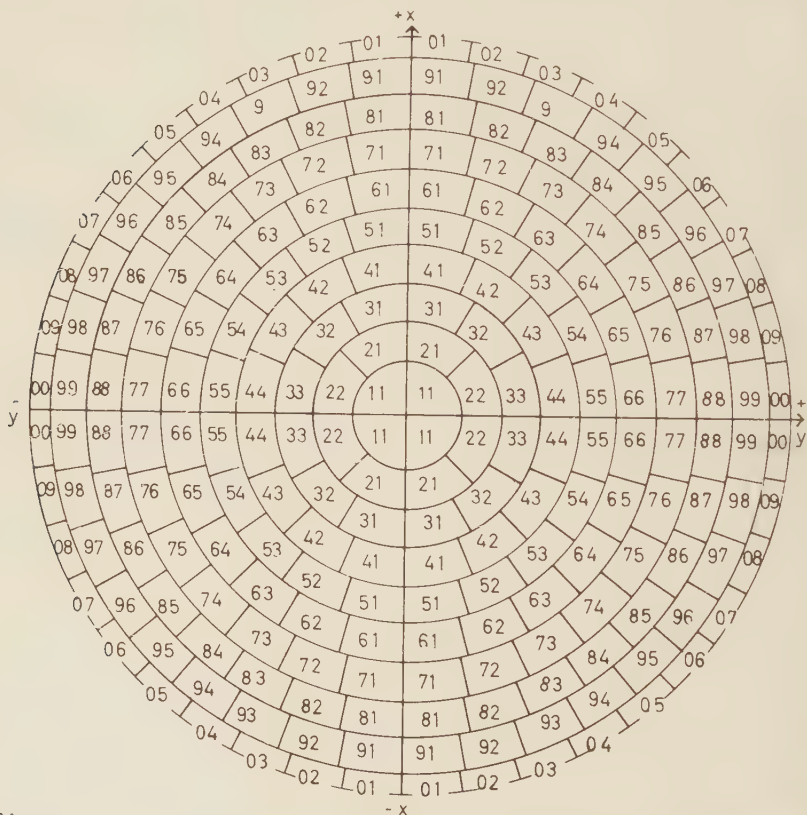


Abb. 14. Einteilung des Schmidtschen Netzes in Zellen gleicher Fläche nach Braitsch (1956).

zur Berechnung von Σyz mit der Summe der Polpunkte in den entsprechenden Feldern des NE- und SE-Quadranten minus ihrer Zahl im NW- und SW-Quadranten;

zur Berechnung von Σxz mit der Summe der Polpunkte entsprechender Felder im NW- und NE-Quadranten minus ihrer Zahl im SW- und SE-Quadranten

und zur Berechnung von Σz^2 schließlich mit der Anzahl in den einzelnen Ringen.

Tab. 1. Werte der Vektorkomponenten und ihrer Produkte für die Zellenschwerpunkte *x*, *y*, *z* nach O. Braitsch (1957)

Alle Werte sind mit 10⁴ multipliziert

Zelle	x	x ²	y	y ²	z	z ²	xy	yz	xz
11	816	67	816	67	9933	9866	67	810	810
21	2531	641	1048	110	9618	9250	265	1008	2434
22	1048	110	2531	641			265	2434	1008
31	3970	1575	1064	113	9117	8312	422	970	3619
32	2906	845	2906	845			845	2651	2651
33	1065	113	3970	1575			422	3619	970
41	5298	2807	1054	110	8415	7081	558	887	4458
42	4492	2018	3001	901			1348	2525	3780
43	3001	901	4492	2018			1348	3780	2525
44	1054	111	5298	2807			558	4458	887
51	6517	4248	1032	107	7514	5646	673	775	4897
52	5879	3456	2995	897			1761	2250	4416
53	4665	2177	4665	2176			2176	3505	3505
54	2995	897	5879	3456			1761	4416	2250
55	1032	107	6517	4247			673	4897	775
61	7607	5787	1002	100	6413	4113	761	642	4878
62	7089	5025	2936	862			2081	1883	4546
63	6087	3705	4671	2182			2843	2996	3904
64	4671	2182	6087	3705			2843	3904	2996
65	2936	862	7089	5025			2081	4546	1883
66	1002	100	7607	5787			761	4878	642
71	8541	7295	962	93	5111	2612	821	491	4365
72	8113	6582	2839	806			2303	1451	4147
73	7278	5297	4573	2091			3328	2337	3720
74	6078	3694	6078	3694			3694	3107	3107
75	4573	2091	7278	5297			3328	3720	2337
76	2839	806	8113	6582			2303	4147	1451
77	962	93	8541	7295			821	4365	491
81	9281	8614	914	84	3609	1302	848	330	3350
82	8924	7965	2707	732			2415	977	3221
83	8225	6765	4396	1932			3616	1587	2968
84	7209	5197	5916	3500			4265	2135	2602
85	5916	3500	7209	5197			4265	2602	2135
86	4396	1932	8225	6765			3616	2968	1587
87	2707	732	8924	7965			2415	3221	977
88	914	84	9281	8614			848	3350	330

Tabelle 1 (Fortsetzung)

Zelle	x	x ²	y	y ²	z	z ²	xy	yz	xz
91	9779	9563	865	73	1905	363	846	165	1864
92	9482	8991	2541	646			2409	184	1807
93	8897	7916	4149	1721			3691	790	1695
94	8041	6466	5631	3171			4528	1073	1532
95	6942	4819	6942	4819			4819	1322	1322
96	5631	3171	8041	6466			4528	1532	1073
97	4149	1721	8897	7916			3691	1695	790
98	2541	646	9482	8991			2409	1807	484
99	856	73	9779	9563			846	1864	165
01	9959 ¹	9914	784 ¹	61	500 ¹	25	780	—	—
02	9711	9431	2332	544			2265		
03	9227	8514	3823	1461			3527		
04	8518	7252	5219	2723			4445		
05	7595	5768	6487	4207			4926		
06	6487	4207	7595	5768			4926		
07	5219	2723	8518	7252			4445		
08	3823	1461	9227	8514			3527		
09	2332	544	9711	9431			2265		
00	784	61	9959	9914			780		

¹ Da z^2 für die Zellen des Außenringes im Mittel nicht gleich Null wird, wurden x, y, z usw. für ihre Schwerpunkte neu berechnet.

Die so berechneten Werte addiert man, teilt durch die Anzahl der Polpunkte und erhält so die Streuungen und die gemischten Momente.

Dabei könnte man sich die Berechnung von J_x oder J_y sparen. Es ist jedoch zu bedenken, daß bei der Addition von vielleicht 50 Zahlen leicht einmal ein Rechenfehler unterläuft und daß dann ein solcher Rechenfehler solange unentdeckt bleibt, bis die weitere statistische Auswertung zu unsinnigen Ergebnissen führt. Die Kontrolle $\Sigma x^2 - \Sigma y^2 + \Sigma z^2 = n$ kann also viel unnötige Arbeit sparen, die dann aufgewendet werden muß, um einen Rechenfehler aufzufinden. Bei den gemischten Momenten fehlt eine solche Kontrolle und um so sorgfältiger müssen diese nachgerechnet werden.

Die weitere statistische Auswertung

Leider ist es im allgemeinen noch nicht möglich, die statistischen Fehler der Bestimmung der Hauptstreuungen und der Richtung des Streuungsellipsoids anzugeben. Dies ist eine der wichtigsten Aufgaben, die noch zu lösen bleibt.

Infolgedessen ist man darauf angewiesen, die unabhängig verteilten Größen nach den normalen statistischen Methoden auszuwerten. Dabei erwies es sich, daß in den B-axialen Gefügen die Verteilung der Pole im Großkreis um B unabhängig ist von der Verteilung ihrer Abstände von diesem Großkreis. Die Verteilung der Polabstände von der Ebene $\perp$ B erwies sich daher geeignet zur Charakterisierung des Regelungsgrades und der Regelungsauflockerung. Die wesentlichen Problemstellungen waren dabei die folgenden:

1. Welche Verteilung besitzen die Abstände der Pole von der Ebene $\perp$ B? Die Lösung erfolgt durch Vergleich mit Regelverteilungen (Normalverteilung, gleichmäßige Verteilung, Darstellung auf Wahrscheinlichkeitspapier u. dgl.) und Überprüfung der Übereinstimmung mit der χ^2 -Methode.

2. Ist diese Verteilung (räumlich oder in bezug auf die Lage der Pole im Gürtel) homogen? Der Nachweis von Inhomogenitäten kann durch die Streuungszerlegung geführt werden. Ergibt diese keine statistischen Abweichungen, so sind die Regelungen als homogen zu betrachten.

Über Anwendungsbereich und Grundlagen diese Methoden informieren der statistischen Lehrbücher (E. Weber, 1948, S. Koller, 1953). Beispiele sind im Text der vorgelegten Arbeit durchgerechnet.

Zusammenfassung

1. Die Lage der B-Achse von Glimmergürteln läßt sich rechnerisch bestimmen.

2. Der Äquatorabstand der Glimmer ist bei b-axialer Regelung nach dem Gaußschen Verteilungsgesetz verteilt. Die Häufigkeitsverteilung der Äquatorabstände der Glimmer folgt bei straffer Regelung der Kurve

$$\frac{1}{s \sqrt{2\pi}} \exp \left(-\frac{1}{2} \frac{z^2}{s^2} \right)$$

(z = Äquatorabstand $-1 < z < +1$). Bei schwacher Regelung läßt sich die Verteilung der Glimmerpole mit guter Näherung als Gaußsche Verteilung darstellen, die an den Grenzen $z = \pm 1$ abgeschnitten ist.

3. Die Streuung s der Äquatorabstände ist ein Maß des b-axialen Regelungsgrades. Dieses Maß des Regelungsgrades gestattet es, den Regelungsgrad b-axialer Glimmergefüge zu vergleichen, unabhängig von der Zahl und Ausbildung des Maxima im Glimmergürtel.

Literatur

Braitsch, O., Quantitative Auswertung einfacher Gefügediagramme. Heidelb. Beitr. Min. Petr. 5 (1957), 210—226. — Chayes, F., Statistical Analysis of three-

dimensional fabric diagrams. In: *Fairbairn, H. W.*, Structural petrology of deformed rocks. Addison-Wesley Press, Cambridge, Mass., 1949. — *Drescher-Kaden, F. K.*, Zur Darstellung des Regelungsgrades eines Gefüges. *Tscherm. min. petr. Mitt.* IV (1954), 159—176. — *Fischer, G.*, Über die Auswertung von Gefügediagrammen *Abh. dtsh. Akad. Wiss. Berlin. Kl. III, H. 1*, S. 283—299, 1960. — *Gnedenko, B. W.*, Lehrbuch der Wahrscheinlichkeitsrechnung. Akademie-Verlag, Berlin, 1957. — *Kaemmel, Th.*, Über einige Merkmale isotroper, fast isotroper und scheinbar isotroper Gefüge. *Geologie* 4 (1955), 433—448. *Koller, S.*, Graphische Tabellen zur Beurteilung statistischer Zahlen. 3. Aufl. Dietrich Steinkopf Verlag, Darmstadt, 1953. — *Sander, B., D. Kastler und J. Ladurner*, Zur Korrektur des Schnitteffektes in Gefügediagrammen heterometrischer Körner. *Sitz.-Ber. Ak. Wiss., Math.-nat. Kl., Abt. I*, 163, S. 401 ff., Wien, 1954. — *Tronko, W.*, Lagenkugel und Diagramm. *Mitt.-Bl. Abt. f. Min., Landesmuseum Graz*, 1954, 51—66. — *Tronko, W.*, Das Banddiagramm. *Mitt.-Bl. Abt. f. Min., Landesmuseum Graz*, 1955, 49—62.

Aus dem Institut für Petrographie an der Universität München

Untersuchungen zum Mechanismus von Blastesis und Syntexis in Phylliten und Hornfelsen des südwestlichen Fichtelgebirges

Teil II. Die Umprägung des Mineralbestandes und des Gefüges

a) Zusammensetzung, Chemismus und Bildungsbedingungen

Von

Erich Dimroth, München

Mit 14 Textabbildungen

(Eingegangen am 14. Februar 1961)

	Seite
<i>Zusammensetzung, Chemismus und Bildungsbedingungen</i>	361
Die Chlorit-Sericit-Phyllite	361
Die Biotit-Sericit-Phyllite	364
Die Andalusit-Hornfelsglimmerschiefer	368
Die Sillimanit-(Cordierit-)Hornfelse	371
Die Syntektite	379
Der Falkenberger Kristallgranit	383
Der Steinwaldgranit und seine Randfazies	384
Die Verdrängungsfolge der Mineralien und ihr Zusammenhang mit den Zustandsbedingungen im Granitdach	386
Der Stoffbestand der Phyllite und Hornfelsglimmerschiefer	392
Der Chemismus und die stoffliche Differenzierung der Sillimanithornfelse	395
Die Stoffzufuhren bei den granitisierten Sillimanithornfelsen (Meta- blastite und Syntektite)	399

Die Chlorit-Sericit-Phyllite

Phyllite bilden das Ausgangsmaterial der untersuchten Kontakt-
gesteine. Leider sind die mineralfaziellen Beziehungen bei den Phyl-
liten deshalb dunkel, weil die chemische Zusammensetzung der
Hellglimmer mit optischen Mitteln nicht bestimmt werden kann.

Die feinschuppigen Hellglimmer der Phyllite bezeichnen wir als *Sericit*. Wo neben diesen feinschuppigen Hellglimmern (Tafeldicke unter 0.03 mm) auch noch größere Hellglimmertafeln vorkommen, bilden diese stets eine deutlich vom *Sericit* getrennte, jüngere Generation, die wir als *Muscovit* bezeichnen wollen. Diese Unterscheidung beruht allein auf der Größe der Hellglimmerkristalle. Ob zwischen den verschiedenen Hellglimmergenerationen auch chemische und mineralogische Unterschiede bestehen, ist nicht bekannt.

In den quarzarmen und quarzfreien Geweben bildet der *Sericit* aus feinen Schuppen aufgebaute Zeilen und Lagen mit äußerst straffer Regelung der Einzelblättchen. In den wenig deformierten Phylliten sind diese *Sericite* parallel der Schichtung eingeregelt. Diese *Sericit*lagen werden im weiteren Verlauf der Faltung verfaltet, zerschert und in mannigfacher Weise umgestaltet. Bei starker Verschieferung bilden sich neue *Sericit*lagen parallel der Transversalschieferung, die ihrerseits nochmals verfaltet und geschiefert werden können.

In feinsten Schuppen, aber auch in dünnen, auskeilenden Lagen ist *Chlorit* (-*Pennin*) mit *Sericit* verwachsen. (*Chlorit* I) *Chlorit* neigt dazu, aus dem tektonisch beanspruchten Gewebe auszuwandern und reichert sich dann zum Teil in den Faltenscheiteln an. Daneben bilden sich *Chloritaugen* (*Chlorit* I a), die aus kleinen Rosetten bestehen. Diese *Chloritaugen* sind durch Verdrängung von *Sericit* durch *Chlorit* in einem späten Zeitpunkt der Tektonik oder überhaupt posttektonisch entstanden.

Ganz ähnliche Aggregate bildet auch der *Vermiculit*.

Ebenfalls bereits in einem frühen Stadium beginnt sich Erz neu zu bilden. *Ilmenit*leisten und *Magnetit* (Körner und seltener Oktaeder) scheinen lebhaft von der Tektonik erfaßt worden zu sein. Die *Ilmenit*leisten sind gelegentlich verbogen. Auch *Turmalin*, *Epidot*, *Zoisit* und *Albit* sind bereits sehr früh blastisch neu aufgesproßt.

Das einzige Mineral, das seine Herkunft aus dem klastischen Altbestand deutlich zeigt, sind die klastischen *Zirkone*, größere Körner meist abgerollt, die kleineren meist eckige Bruchstücke. Nicht immer sind sie ganz farblos. Blaßgrünliche *Zirkone* wurden nicht selten gefunden.

In den Quarzitbändern bilden Einzelschuppen heller *Glimmer* zusammen mit *Chlorit* ein Gerüst zwischen den Quarzen. *Albit* und auch etwas *Mikroklin* nehmen etwa 5% des Quarzitvolumens ein. Die Gehalte an Akzessorien liegen wesentlich unter denen der Phyllite.

Quarz bildet bei fehlender Kontaktmetamorphose ein Gewebe äußerst stark miteinander verzahnter Kleinkörner. Erst später be-

ginnen von Suturen aus an warziger Intergranulare ungestörte Kleinkörner aufzusprossen, welche nach und nach das innig verzahnte Quarzgewebe ersetzen und ein polygonales Kleinkornpflaster bilden. Nicht allzu stark gestörte Teilbereiche bleiben bei der Rekristallisation als undulöse Großkörner bestehen. Bei stärkerer Kontaktmetamorphose bildet sich aus dem Rekristallisationspflaster das Gewebe der polygonalen Hornfespflasterquarze.

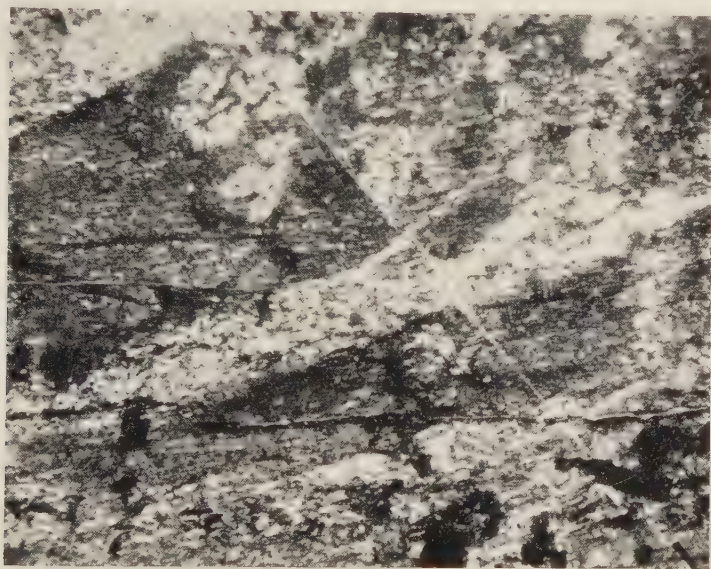


Abb. 1. Straff geregeltes Altsericitgewebe wird an zwei (hOl)-Scherflächenschaaren umgeschert (von links nach rechts aufsteigend und senkrecht). Diablastisch verwachsene Glimmergewebe bilden sich durch Umkristallisation aus beiden Scherflächen und unabhängig von diesen mitten im Altsericitgewebe. (Von links oben nach rechts unten ein Kratzer im Schliff.) Schliff 4211. Nördlicher Steinwald. Vergrößerung 40 $\times$. Nicols +.

Nicht überall bildet Sericit Lagen einheitlicher Regelung. In vielen Dünnschliffen ist vielmehr ein Filz feiner und feinsten, oft gerade noch mikroskopisch erkennbarer diablastischer Sericitschuppen vorhanden.

Diese diablastisch verwachsenen Sericite sind unscharf in zwei spitzwinklig aufeinander stehenden Gleitflächenschaaren eingeregelt (Abb. 1).

Damit ist bereits ausgesagt, daß diese Sericitschuppen blastisch neu aufgesproßt sind und jünger sind als die Sericitlagen.

Dies bestätigt sich auch an kontaktfernen Hornfelsinglimmerschiefern, wo Glimmerschuppengefüge schlauchartig in das alte einheitlich geregelte Sericitgefüge eingreifen, dessen Strukturen diskordant durchsetzen und es aufzehren (Abb. 1). Im Altgewebe

macht sich hier die Durchbewegungsphase, auf die die Regelung dieser jüngeren „Sericitschuppengewebe“ zurückgeht, nur durch scintillierende und undulöse Teilbereiche, durch Verbiegungen und schwache Scherungen bemerkbar.

Das Alter dieses Sericitschuppengewebes läßt sich durch sein Verhältnis zum Biotit festlegen. Weiter unten können wir zeigen, daß Biotit stets gleichzeitig oder etwas jünger gebildet wurde. Damit läßt sich zeigen, daß die Sericitschuppengewebe sowohl syntektonisch gleichzeitig mit der Durchbewegung, als auch posttektonisch dieser folgend, gebildet werden konnten.

Tab. 1. *Quantitativer Mineralbestand der Phyllite*

	1	2	3	4
Quarz	22.1	30.7	42.0	17.6
Albit	0.7	0.6	—	5.0
Sericit	47.1	62.3	} 55.9*	69.7*
Chlorit	27.0	5.0		5.4*
Erz	2.7	0.9	2.0	2.0
Akzessorien	0.4	0.5	0.1	0.3

* Der hier nicht abtrennbare feinstschnuppige Chlorit wurde zusammen mit dem Sericit integriert.

1. und 2. Schliff 1904. Gebänderter Phyllit der Phykodenschichten. Zwei Partien extremer Zusammensetzung. Westlicher Steinwald.
3. Schliff 4169. Phyllit der Graphitschieferserie. Kellermühle.
4. Schliff 1905. Phyllit der Phykodenserie. Integration des Phyllitmaterials ohne Quarzgang. Westlicher Steinwald.

Zusammensetzung der Phyllite

Phyllitmaterial: Quarz 0—20%, Albit 0—5%, Sericit 40—85%, Chlorit 5—35%, Zoisit und Epidot 0.1%. Erz 0.5—3%, Akzessorien 0.1—0.4%.

In den Quarzphylliten und Quarziten steigt der Quarzgehalt entsprechend bis etwa 80—85% an.

Integrationen Tab. 1.

Korngrößen: Quarz, Albit 0.02—0.09 mm, Mittel 0.05 mm. Sericit, Chlorit im Quarzitgewebe 0.005—0.02 mm $\perp$ (001), 0.002—0.05 mm // (001).

Die Biotit-Sericit-Phyllite

Bei fortschreitender Metamorphose entstand Biotit in den Phylliten. Wo dieser vorhanden ist, sprossen stets auch in mehr oder weniger großem Umfang Hellglimmer.

Abb. 2. Formentwicklung von Biotit im Ältsericitgewebe. Biotit ist tafelig, subidiomorph. Das Verhältnis Länge/Dicke ist von der Lage gegenüber dem Grundgewebe abhängig. Bei c wurde ein Biotit an einer Scherfläche abgeschert, wobei einzelne Splitter rekristallisierten. Schliff 4211. Nördlicher Steinwald.

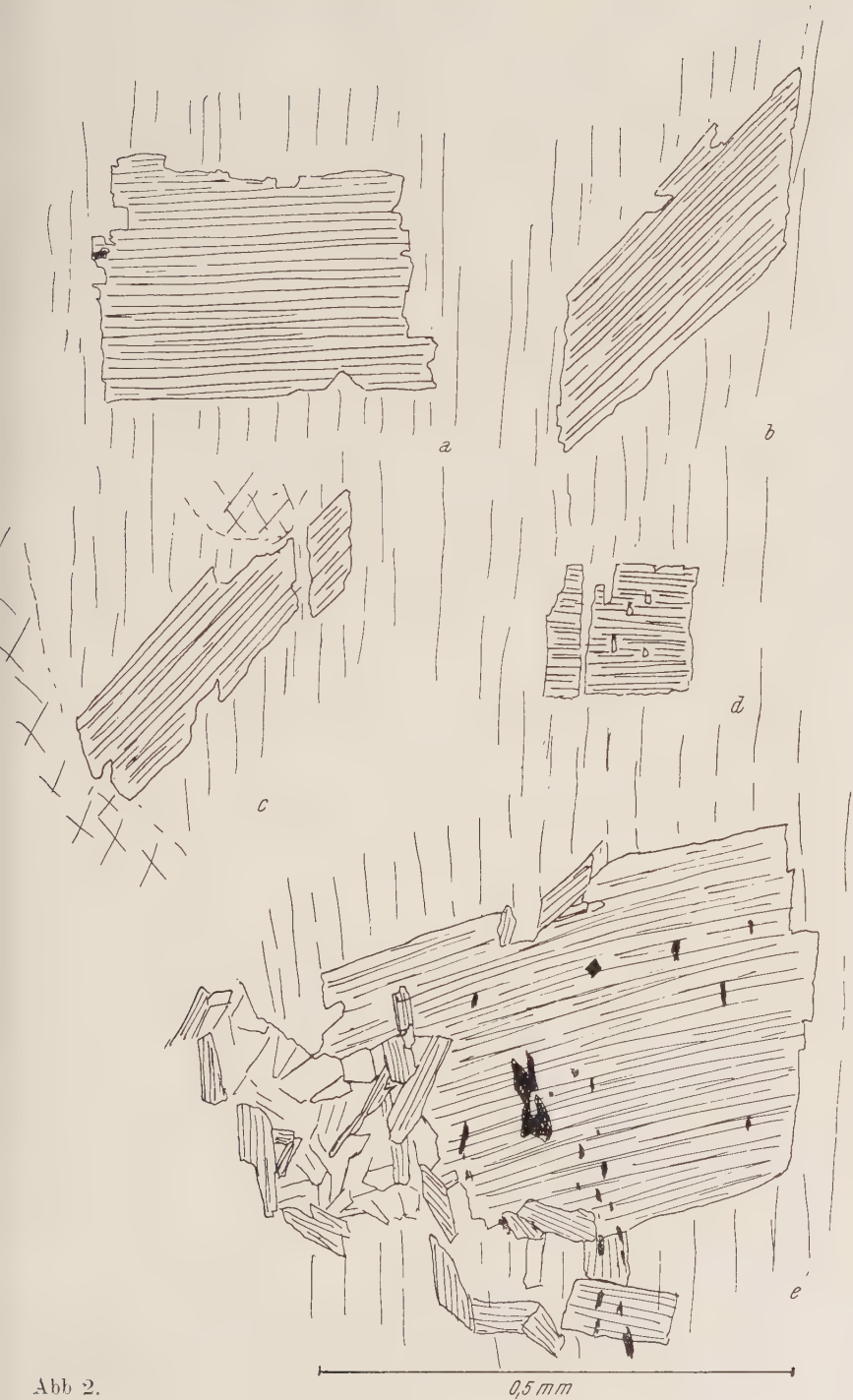


Abb 2.

Die Glimmerblastese kann dabei gleichzeitig mit der Durchbewegung erfolgt sein, sie kann aber auch in einer $\pm$ kurzen Periode der Ruhe stattgefunden haben. Dann werden die Glimmer noch von geringen tektonischen Bewegungen überwältigt. Schließlich kann auch als Anfangsstadium der Kontaktmetamorphose das Stadium der Biotit-Sericit-Phyllite durchlaufen werden.

Das Altersverhältnis von *Hellglimmer* zum Biotit ist stets mehrdeutig. Die Altsericite bilden zusammen mit Chlorit das Grundgewebe, in dem Biotitquersporphyroblasten aufsprossen und sind natürlich älter als diese. Diese Altsericite bilden entweder straff geregelte Lagen oder auch schon die bereits bei den Chlorit-Sericit-phylliten beschriebenen diablastischen Gefüge. Da einzelne Scherflächen diese Gefüge wiederum zerlegen können, setzt also die junge Hellglimmerbildung bereits vor dem Abschluß der letzten Bewegungen ein.

Die Muscovitbildung geht jedoch *nach* dem Aufsprossen der Biotitquersporphyroblasten weiter. Gelegentlich wurden Biotittafeln an einer Scherfläche abgesichert. Abgetrennte Splitter der Biotite rekristallisierten. In diesen Scherzonen bilden sich Kleinmuscovitgefüge, die nach einem System zweier sich in einem spitzen Winkel schneidender Scherflächen geregelt sind. Diese Muscovite sind Neubildungen, die aus einem nur verbogenen Teil des straff geregelten Altsericitgefüges hervorgehen (Abb. 1).

Mit den Hellglimmerschuppen dieser diablastischen Hellglimmerschläuche sind einzelne isolierte Glimmer in der Altsericitlage gleich orientiert.

Wo Biotite von den Scherflächen abgeschnitten wurden, wachsen einzelne Muscovittafeln aus der Scherzone in den Biotit hinein. Das Gleiche geschieht, wenn die jüngeren Muscovite in der Altsericitlage auf Biotit stoßen. Ebenso wachsen aus kleinen Sericiteinschlüssen im Biotit nun neue Hellglimmertafeln heran.

In den diablastischen Geweben zerteilen die neu aufsprossenden Muscovite den Biotit mehr und mehr. Muscovit dringt dort, wo er mit dem Tafelende auf Biotit stößt, in diesen ein, zerteilt ihn und baut ihn zum Teil parallel (001) in sich ein, oder verdrängt den Biotit auf Zwickel (Abb. 3).

Biotit sproßte also in diesen Phylliten nur innerhalb einer verhältnismäßig kurzen Zeitspanne, während Muscovit sowohl älter als auch jünger als diese sein kann.

Paratektonisch gebildeter Biotit ist zum Teil noch kräftig zerschert, auch in S eingeschichtet. Seine Regelung folgt der Formung des Sericitgewebes.

Sproßten die Glimmer in einer Phase tektonischer Ruhe, so entstanden zunächst Biotitporphyroblasten, die quer zu S liegen, jedoch einen scharfen Gürtel

um B bilden. Die räumliche Lage dieser Biotite ist meist von schwach blastisch regenerierten Scherflächen mit Biotit und Muscovit abhängig, jedoch sind die Glimmer nicht auch mit (001) in diese eingeregelt (Abb. 2).

In einer jüngeren, schwachen tektonischen Phase rissen neue Scherflächen auf. Biotit wurde unter Infiltration von Quarz aufgeweitet, gelegentlich auch

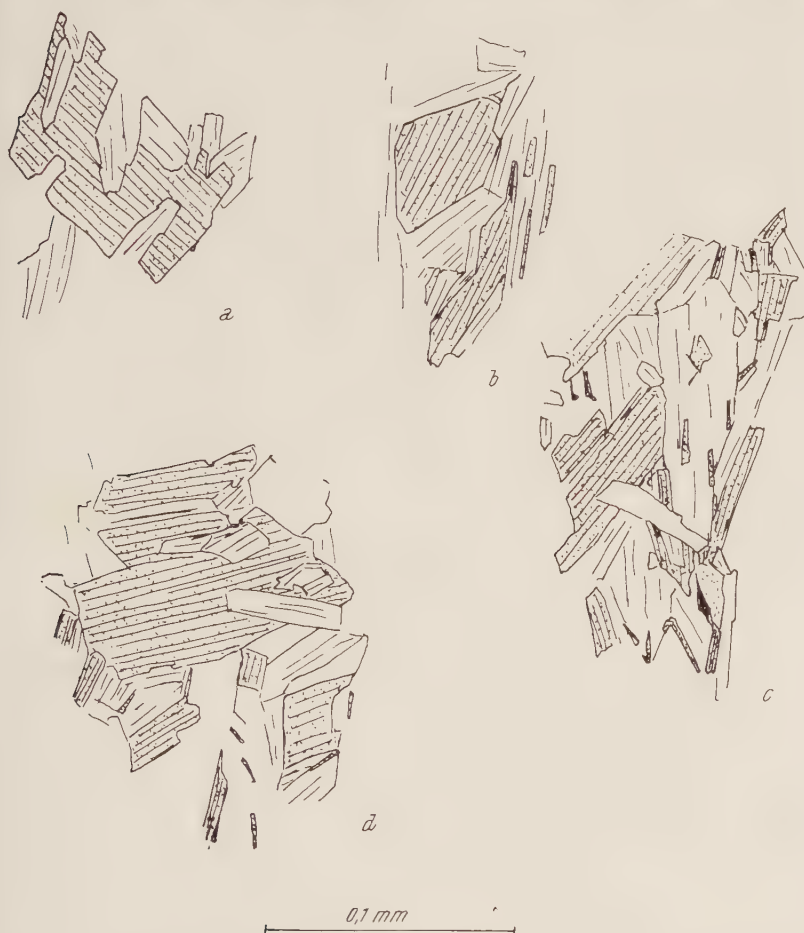


Abb. 3. Bei diablatisch verwachsenen Glimmern dringen Muscovite in den Biotit ein (a), zerteilen ihn (b und c) und bauen ihn // (001) in sich ein (b, c und d). Schliff 4211, Nördlicher Steinwald.

zerschert und verbogen. Insgesamt ist die Wirkung dieser letzten Durchbewegung jedoch gering.

Chlorit II, tafelig, bildet sich etwas später als Biotit. Auch er wurde noch verfaltet und zerknittert. Seine Altersstellung zum Biotit geht daraus hervor, daß er frische Biotite randlich umschließen kann. Auch Chloritaugen entstanden noch in diesem Stadium und können dann frische Biotite einschließen.

Zusammensetzung der Biotit-Sericit-Phyllite:

Wie die der Phyllite mit abnehmendem Chlorit- und zunehmendem Biotitgehalt.

Korngrößen: Quarz 0·02—0·09 mm, Mittel 0·05 mm.

Biotit 0·02—0·5 mm, Mittel um 0·05—0·1 mm.

Muscovit $\perp$ (001) 0·01—0·1 mm.

Die Andalusit-Hornfelsglimmerschiefer

Bei gesteigerter Kontaktmetamorphose sproßt *Andalusit* im Gefüge neu auf.

Tab. 2. Quantitativer Mineralbestand der Biotit-Sericit-Phyllite

	1.	2.	3.
Quarz	13·0	30·6	0·5
Albit	0·1	—	—
Muscovit + Sericit	73·9	47·5	81·0
Chlorit I und Ia	7·1	9·0	} 3·8
Chlorit II	—	2·5	
Biotit	3·1	9·4	13·2
Erz	2·3	0·6	1·1
Akzessorien	0·5	0·4	0·4

1. Schliff 1899. Graphitschieferserie, Westlicher Steinwald.

2. Schliff 1534. Phykodenserie, Nordwestlicher Steinwald.

3. Schliff 4211. Phykodenserie, Nördlicher Steinwald

Neben einfachen Kristallen bildet dieser häufig große Mosaikkristalle mit subparallelen c-Achsen. Dabei kann es auch zu garbenartigen Wachstumsformen kommen.

Im Glimmermaterial bildet der Andalusit subidiomorphe Prismen, gestreckt nach (001) und mit ebenflächiger Basis und Prismenflächen. Im quarzreichen Gewebe zehrt er die zwischen den Quarzen liegenden Sericite bevorzugt auf und schließt die Quarze ein (Abb. 4), wobei diese gegen das Innere des Andalusits an Größe abnehmen. Dies könnte darauf zurückgehen, daß Andalusit auch die eingeschlossenen Quarze langsam verdrängt.

Auch Biotit wird vom Andalusit verdrängt. Die Geschwindigkeit, mit der Andalusit den Biotit verdrängt, ist freilich geringer als gegenüber dem Altsericit (Sericit I), so daß ein gewisser Teil des Biotits übernommen wird und so zerlappte und zerfressene Fetzen in diesem bildet. Die verdrängte Biotitsubstanz siedelt sich rings um den Andalusit neu an, wo diablastische Biotit-Muscovitgefüge diesen kranzförmig umgeben. *Hier wird Biotit also verdrängt, obwohl er nach wie vor thermodynamisch stabil bleibt.*

Bei der Andalusitbildung wird Quarz frei, der sich in großen, zerlappten Porphyroblasten um den Andalusit ausscheidet, dabei

das Sericitgewebe verdrängt und dessen charakteristische Erzschnüre aufnimmt. Dadurch und durch ihre Form lassen sich diese neugebildeten Quarze eindeutig von den Quarzen des Primärgebewebes unterscheiden, die zudem wesentlich kleiner sind.

Muscovit I sproßt ebenfalls mit Andalusit neu auf.

Muscovit wurde zu einem nicht unbeträchtlichem Maße gleichzeitig mit Andalusit gebildet und war längere Zeit neben diesem bestandfähig. Der Andalusit-



Abb. 4. Im Quarzgefüge folgt Andalusit (punktiert) den Korngrenzen und bildet so schwammige Großkörner. Schliff 1529. Andalusit-Hornfelsglimmerschiefer. Fuchsmühl.

gehalt der Andalusit-Hornfelsglimmerschiefer erreicht bereits in einem ziemlich großen Abstand vom Granitkontakt im Gebiet von Fuchsmühl seinen größten Wert und steigt von da an zum Kontakt nicht weiter an. Bei weiterer Annäherung an den Granitkontakt nimmt die Korngröße der Hellglimmer erheblich zu. Diese Hellglimmer können in ihrer überwiegenden Mehrheit keineswegs auf Kosten von Andalusit entstanden sein, da sie im Gegensatz zu den jüngeren, den Andalusit verdrängenden Hellglimmern oft überaus straff geregelt sind. Man muß daraus schließen, daß Muscovit bereits vor Andalusit zu wachsen begann (so in den Biotit-Sericit-Phylliten) und daß er während der Andalusitbildung zu einem wesentlichen Teil erhalten blieb. Erst bei fallenden Temperaturen kann dann Muscovit auch Andalusit aufzehren, wie dies in sehr verschiedenem Umfang nachweisbar ist. Diesen aus Andalusit entstandenen

Muscovit bezeichnen wir als Muscovit II im Gegensatz zu dem älteren Muscovit I. Er ist stets weniger scharf geregelt wie Muscovit I oder auch völlig ungeregelt.

In den diablatischen Andalusit-Hornfelsglimmerschiefern durchspießen sich beide Glimmer mit den Tafelenden (Abb. 12). Wo die Glimmer nicht mit paralleler Basis verwachsen, durchdringen sie sich, indem die Tafelenden in den Gefügenachbarn eindringen. Dabei ist Muscovit freilich wesentlich aktiver wie Biotit, so daß er diesen parallel (001) einbauen oder in einzelne Teilkörner zerlegen kann.

Hier geben also die gegenseitigen Verdrängungsreaktionen keinen Anhaltspunkt über die Stabilitätsverhältnisse. Denn es könnte ja stets nur entweder Biotit oder Muscovit instabil geworden sein und dann müßte auch stets das stabile Mineral das instabile verdrängen. Dies ist aber nicht der Fall.

Daraus, daß Andalusit beide Glimmer verdrängt, daß aber gleichzeitig beide Glimmer neu aufsprossen und sich gegenseitig durchdringen, dürfen wir vielmehr folgern, daß in der Tat alle drei Mineralien nebeneinander stabil waren.

Die sericitische Grundmasse wird während dieser Vorgänge laufend durch Muscovit und Biotit ersetzt. Dies kann dadurch geschehen, daß die diablatischen Glimmer fortlaufend sammelkristallisieren. Es können aber auch einzelne Großkörner in dem feinen Sericitfilz immer weiter heranwachsen. Schließlich kann sogar die nicht diablatisch überformte einheitliche Sericitfaser rekristallisieren, ohne daß sich die Glimmer dabei wesentlich unter Regelauflockerung durchwachsen. Auf diese Vorgänge müssen wir weiter unten noch ausführlich eingehen.

An der Grenze zu Sillimanithornfelsen kann ganz geringfügig *Kalifeldspat* entstehen, wobei dieser feine Filme zwischen und kleine Flecken in Quarzen bildet.

Die Sammelkristallisation der Andalusit-Hornfelsglimmerschiefer führt zu stetig zunehmender Korngröße aller Gemengteile. Die Korngrößen erreichen dabei in unmittelbarer Kontaktnähe durchaus die Größenordnung wie in Sillimanithornfelsen.

Im Kontakt zum Steinwaldraudgranit sproßten große, nachträglich sericitisierte Andalusitporphyroblasten in einem Chlorit-Biotit-Phyllit, ohne daß Chlorit oder Biotit dabei in irgend einer Form angegriffen wurden. Es läßt dies darauf schließen, *daß hier Biotit und Chlorit neben Andalusit stabil waren.*

Im pneumatolytischen und hydrothermalen Bereich wird Andalusit wiederum durch Glimmer (Muscovit II bzw. Sericit II) aufgezehrt.

Zusammensetzung: 10—30% Quarz; 0—3% Kalifeldspat; 30 bis 50% Muscovit + Sericit; 10—25% Biotit; 3—20% Andalusit + Muscovit II + Sericit II; 0·5—5% Erz; 0·2—0·5% Akzessorien.

Korngrößen: Quarz kontaktfern 0·01—0·08 mm (Mittel 0·05); kontaktnah 0·1—0·6 mm (Mittel 0·3 mm). Biotit $\perp$ (001) 0·01 bis 0·05 mm (Mittel 0·03) bzw. 0·05—0·5 mm (0·1 mm). Muscovit $\perp$ (001) 0·01—0·05 mm (0·02) bzw. 0·02—0·4 (0·08) mm. Andalusit bis 5 mm.

Tab. 3. *Quantitativer Mineralbestand der Andalusitglimmerschiefer*

	1.	2.	3.	4.	5.	6.	7.
Quarz	13·4	13·4	23·5	30·2	39·8	24·9	27·8
Kalifeldspat	2·2	—	—	—	—	—	—
Sericit I	—	36·0	—	45·8	—	23·8	44·4
Chlorit I	—	—	—	—	—	—	0·7
Chlorit II	—	—	—	—	—	—	1·7
Biotit	23·0	23·6	19·5	13·4	16·5	21·0	15·8
Muscovit I *	52·2	7·4	40·0	—	33·6	9·8	—
Andalusit	3·7	8·8	4·8	—	2·0	10·2	—
Sericit II	—	9·7	—	9·4	5·5	9·4	8·5
Muscovit II *	n. b.	—	11·1	—	1·4	—	—
Erz	5·0	0·6	0·6	0·7	0·9	0·6	0·5
Akzessorien	0·5	0·5	0·5	0·5	0·3	0·3	0·6

* Muscovit I und Muscovit II sind meist nur annähernd trennbar.

1. Schliff 4227 ? Gotlandium, kontaktnah, unmittelbar neben Sillimanithornfelsen. Güttern.
2. Schliff 1913. Phykodenserie, mittlerer Kontaktabstand. NW Fuchsmühl.
3. Schliff 1529. ? Phykodenserie, kontaktnah. Wiesau.
4. Schliff 4167. Phykodenserie, kontaktfern. Platten-Mühle.
5. Schliff 1920. Phykodenserie, mittlerer Kontaktabstand. SE Fuchsmühl.
6. Schliff 1918. Phykodenserie, mittlerer Kontaktabstand. NW Fuchsmühl.
7. Schliff 1912. Phykodenserie, mittlerer Kontaktabstand aus dem Kontakthof des Steinwaldrandgranits. W Steinwald.

Die Sillimanit-(Cordierit-)Hornfelse

Während die Andalusit-Hornfelsglimmerschiefer die Strukturen des Ausgangsmaterials noch ziemlich lange bewahren, gehen diese bei der Bildung der Sillimanit-(Cordierit-)Hornfelse schnell verloren. Die Biotitstriemung wird undeutlicher. War das Ausgangsmaterial homogen, so bilden sich Sillimanitknoten in einer grauschwarzen Quarz-Biotitgrundmasse. In die Quarzgänge der Phyllite wandert in zunehmendem Maße Kalifeldspat und auch Biotit ein, so daß sie in grobkörnige Quarz-Feldspat-Lagen und -Linsen übergehen. Die tektonischen Strukturen sind dann fast nur noch an den Faltenachsen der Quarzgänge zu ersehen. Zugleich bilden sich

granoblastische Quarz-Feldspatgewebe, welche bereits zu den Syntektiten überleiten.

Das kennzeichnende Mineral ist der *Sillimanit*. Dicke Sillimanitsträhnen und Putzen feinster, knäuelig verwachsener Sillimanite bilden sich im alten Sericitgewebe. Seltene helizitische Fältelungen deuten an, daß Sillimanit bereits entstehen konnte, so lange noch Sericit vorhanden war. Die überwiegende Masse von Sillimanit bildet jedoch Flasern oder Knoten.

Diese Sillimanitknoten enthalten noch Reste völlig zerfressenen Biotits, der aber im umgebenden Gewebe, häufig kranzförmig um die Sillimanitknoten, angereichert ist. Bekanntlich kommen Gneise mit ähnlichen Sillimanitknoten im Bayrischen Wald und anderen Gneisgebieten vor (z. B. in der Eule). Sie wurden dort meist als Umwandlungsprodukte von Kontaktmineralien gedeutet, und zwar von Cordierit oder von Andalusit (*Fischer*, mündliche Mitteilung, *Voll*, 1955).

Diese Deutung scheint mir jedoch für die untersuchten Sillimanithornfelse nicht möglich. Cordierit ist in ihnen überhaupt recht selten und zeigt nicht die allergeringsten Spuren einer Umwandlung in Sillimanit. Andalusit ist stets älter als Sillimanit, der ihn nicht selten umflasert.

Dabei kann es dann vorkommen, daß einzelne Sillimanitbüschel in den Andalusit einzudringen und diesen zu verdrängen scheinen. Dies ist aber nur selten zu beobachten.

Die Sillimanitknoten und -büschel haben nicht die prismatische Form der Andalusite; es sind vielmehr unregelmäßige Knoten oder Flatschen. Reste von Andalusit oder von Cordierit sind in den Sillimanitknoten niemals vorhanden. Die Sillimanitsträhnen sind häufig ebenso von Quarzkränzen umgeben, wie die Sillimanitknoten. Zwischen diesen beiden Formen der Sillimanitaggregate gibt es alle Übergänge. Man muß deshalb auch annehmen, daß sie zusammengehören und unter gleichen Bedingungen aus gleicher Ursache entstanden. Es liegt nahe, die Ursache der verschiedenartigen Strukturentwicklung der Sillimanitaggregate nicht im Ausgangsmaterial selbst, sondern eher in dessen *Gefüge* zu suchen.

Zwischen der Ausbildung der Sillimanitaggregate (Knoten und Flasern) und dem Gefüge der umgebenden Glimmer bestehen enge Beziehungen. Sillimanitflasern konnte ich überall dort beobachten, wo die umgebenden Glimmer (Biotit und Muscovit) straff in eine S-Fläche eingeregelt sind. Knoten sind dort vorhanden, wo die Glimmer diablastische Gefüge bilden. Die Sillimanitnadeln der Sillimanitknoten sind keineswegs wirr miteinander verfilzt, sondern

stets in sich durchwachsenden Nadelbündeln angeordnet und besitzen oft eine gewisse Ähnlichkeit mit den Strukturen diablastischer Glimmerverwachsungen (Abb. 5).

Diese strukturellen Beziehungen werden dort besonders deutlich, wo Übergangsglieder zwischen Sillimanitknoten und -flasern vorkommen. Hier sind in einzelnen Schliffteilen die Biotite straff in eine S-Fläche geregelt. Sillimanit, den sie teils umgeben oder mit dem sie verwachsen sind, wächst dann flaserig mit seiner c-Achse parallel der Basis von Biotit. Auch hier sind die Biotite von



Abb. 5. In einzelnen Sillimanitaggregaten lassen sich die aus verschiedenen Muscovitschuppen entstandenen Teile noch gegeneinander abgrenzen (strichlierte Grenzen). In der Mitte ist Biotit (eng strichliert) bereits stark von Sillimanit angegriffen. Randlich verwachsen die Sillimanitknoten mit Pflasterquarzen. Schliff 5625. Sillimanit-Hornfels. Südlich Marktredwitz.

Sillimanit durchwirkt, werden also anscheinend von diesem angegriffen, wobei sich auch Erz ausscheiden kann. Erz ist so gelegentlich im Sillimanit angereichert.

Diese Sillimanitflasern gehen in Partien über, die Sillimanitknotenstruktur besitzen und aus miteinander verwachsenen verschieden orientierten Nadelbündeln bestehen. Manche dieser Bündel besitzen Umrisse, die vermuten lassen, hier habe ein Büschel parallel angeordneter Sillimanitnadeln einen Muscovit ersetzt (Abb. 5).

Daneben gibt es Sillimanitknoten, durch die sich lange Sillimanitsträhnen ziehen. Gelegentlich sind diese Sillimanitsträhnen wellig verbogen, so daß man den Eindruck bekommt, sie hätten hier einem gefalteten Muscovitgefüge nachgetastet. Auch hier sind die Biotite in den Sillimanitsträhnen mit der Basis diesen parallel angeordnet, während sie im angrenzenden Sillimanitgewebe beliebige Lagen in einem Gürtel um B besitzen. In diesen beiden Fällen gehören Sillimanitsträhnen und Sillimanitknoten zusammen, sind nicht trennbar und unzweifelhaft zur gleichen Zeit aus gleicher Ursache entstanden. Da die Sillimanitsträhnen einem gegebenen, tektonischen (prä-sillimanitischen) S-Flächengefüge nachtasten, sind sie mit Sicherheit aus den Glimmern entstan-

den, die einst dieses S-Flächengefüge aufbauten. Das Gleiche muß also auch für die Sillimanitknoten gelten, die eben ein diablastisches Glimmergefüge abbilden.

Die Summe dieser Argumente spricht dafür, daß die Sillimanitknoten in den untersuchten Sillimanithornfelsen nicht aus Andalusit oder Cordierit hervorgegangen sind, sondern unmittelbar aus Muscovit.



Abb. 6. In den Sillimanitaggregaten (Sill) ist Biotit (Bi) zu zerfressenen Resten korrodiert (oben rechts). Sillimanit dringt in Biotit ein und verdrängt diesen. Schliff 5634. Sillimanit-Hornfels. Nördlich Manzenberg.

lusit oder Cordierit hervorgegangen sind, sondern unmittelbar aus Muscovit.

Die Entstehung der Sillimanitknoten ist wesentlich für die Deutung der Beziehungen zwischen Sillimanit und *Biotit*. Die Sillimanitknoten und -fasern enthalten erheblich weniger Biotit wie das umgebende Gewebe und Biotit wird dann am Rande der Silimanit-

knoten angereichert. Dabei sind die Biotite in den Sillimanitknoten meist völlig zerfressen, formlos und regellos von Sillimanit durchwirkt. Das Gleiche gilt für die Biotite, die Sillimanit randlich berührt. Auch hier ist die Grenze zum Sillimanit stets zerfressen und



Abb. 7. Randlich verwachsen die Sillimanitaggregate (Sill) mit Pflasterquarzen (Q). In diesen bilden sich Kalifeldspattafeln (Kt), die mit steigender Entfernung vom Sillimanit größer werden. Zahlreiche Sillimanitnadeln durchwachsen Quarz, während Kalifeldspat ziemlich frei von ihnen ist. Schliff 5634. Sillimanit-Hornfels. Nördlich Manzenberg.

Sillimanitnadeln spicken in den Biotit hinein, ohne auf sein Kristallgitter Rücksicht zu nehmen (Abb. 6).

Hier wird also ein stabiles Mineral, Biotit, verdrängt, sproßt aber gleichzeitig in nächster Nähe wieder auf. Der nun wirklich instabile Muscovit besitzt nicht mehr die Fähigkeit zu Verdrängungen gegenüber Biotit.

Rings um die Sillimanitknoten bilden sich große Quarze, die offenbar dem bei der Sillimanitbildung aus Muscovit freiwerdenden SiO_2 ihre Entstehung verdanken. Dabei werden im Spätstadium der Sillimanitbildung auch diese laufend eingeengt, wobei die Sillimanitnadeln den Korngrenzen folgen und von diesen aus in Quarz hineinspießen (Abb. 7). Daß diese Sillimanite jünger sind als Quarz, geht daraus hervor, daß sie hie und da in Flächen einbiegen, die symmetrisch zur dreizähligen Achse des Quarzes liegen (wahrscheinlich nicht nur in Prismenflächen).

Wichtig für die Erörterung der thermodynamischen Bedingungen bei der Sillimanitbildung ist ferner das Verhältnis zum *Muscovit*. Es ist sicher, daß ein Teil des heute vorhandenen Muscovits jung ist und aus Plagioklas, Kalifeldspat, Andalusit und vielleicht auch aus Sillimanit entstand. Da dieser Muscovit auch Myrmekitplagioklase angreift, ist er sicher erheblich jünger als Sillimanit. Trotzdem ist dessen größter Teil älter als Sillimanit. Dies folgt aus der oft erstaunlich straffen Regelung von Muscovit.

Der mit Sillimanit verwachsene Muscovit ist im allgemeinen recht straff geregelt. Die Muscovitpole liegen auf einem Großkreis um B. Wenn diese Muscovite ihre Regelung vom Sillimanit übernommen hätten, müßte Sillimanit b-axial geregelt sein in der Weise, daß eine kristallographische Achse des Sillimanits parallel B liegt und die anderen beiden einen Gürtel um B besetzen. Dies ist aber in den Sillimanitflecken nicht der Fall, denn es ist in jedem Sillimanitputzen zu sehen, daß die einzelnen Sillimanitnadelbüschel beliebige Winkel mit der Schliffebene einschließen. Der Sillimanit der Knoten kann also gar nicht b-axial geregelt sein.

Diese Beobachtungen und der Zusammenhang zwischen der Struktur der Sillimanitaggregate und des Hellglimmergewebes (S-flächige Struktur und Sillimanitfasern, diablastische Gefüge und Sillimanitknoten, wobei sich zum Teil sogar noch einzelne Sillimanitnadelbündel auf Muscovittafeln beziehen lassen) scheint mir nicht für eine kristallographische, sondern für eine Wachstumsregelung des Sillimanits zu sprechen. Sillimanit scheint dort, wo er sich aus Muscovit bildet, bevorzugt parallel dessen Basis und vielleicht auch parallel der Grenzflächen zwischen den Muscovittafeln zu wachsen.

Die b axial geregelten, Sillimanit umgebenden Hellglimmer können also keineswegs aus Kristallkeimen entstanden sein, die im Sillimanitgewebe wachsen. Wohl aber können sie nachträglich gegenüber Sillimanit weitergewachsen sein.

Der die Sillimanitaggregate (Sillimanitfasern und -knoten) umgebende, straff geregelte Muscovit muß also ältere, prä-sillimanitische Glimmer zumindest als Keimpunkte gehabt haben. Da nun die Regelung von Muscovit in Sillimanithornfelsen schärfer sein kann wie die Regelung von Biotit, können diese Keimpunkte nur prä-sillimanitische Hellglimmer gewesen sein, die der Sillimanitisierung entgangen sind.

Muscovit, der Sillimanit umgibt, ist also zumindest zum Teil älter als dieser. Die Sillimanitbildung ging so langsam vor sich, daß ein Teil der Muscovite das Temperaturmaximum überdauerte.

Kalifeldspat (Mikroclin und Orthoklas und Übergangsglieder) bildet sich in etwas größerer Entfernung vom Sillimanit. Zunächst wandert er bevorzugt in die Quarzgänge und in quarzreicheres Gewebe, wo er von Korngrenzen ausgehend xenomorph heranwächst.

Außerdem sprossen auch Kalifeldspate in dem Quarzpflaster, welches die Sillimanitknoten umgibt und bilden hier zerlappte, allmählich zu Tafeln heranwachsende Teilfelder. Diese Kalifeldspäte waren gegen Ende der Sillimanitblastese bereits vorhanden, aber noch in schwacher Fortbildung begriffen. Die Quarzkörner durchwebende Sillimanitnadeln dringen auch in den Kalifeldspat ein, regeln sich aber hier in kristallographische Richtungen ein und nehmen an Zahl stark ab.

In größerer Entfernung vom Sillimanit gehen diese Kalifeldspat-Quarzgewebe in granoblastische Bereiche über, die bereits zu den Gefügen der Syntektite überleiten. Nur die Karlsbader Zwillinge der Feldspäte und die Hochquarzeinschlüsse in diesen fehlen hier. Sillimanit fehlt und wurde wohl zur Kalifeldspatbildung verbraucht. Die Biotite nehmen zunehmend tafelförmige Gestalt an. Wie sich aus den Zirkondichten zeigen läßt, waren diese Gewebe von Anfang an quarzreich, dabei wurde aber der größte Teil des Quarzes bei der Feldspatbildung verbraucht.

Auch in solche granoblastische Kalifeldspäte und ebenso in die der Granitoide kann schließlich Sillimanit einwachsen. Dieser schwenkt dabei am Rande aus der Richtung der Intergranulare in kristallographische Richtungen des Feldspatgitters ein. Wo Kalifeldspat dagegen älteren Sillimanit aufnimmt, ist dieser nicht gegenüber dessen Kristallgitter orientiert.

Cordierit bildet sich häufig im Quarz-Feldspat-Gewebe und steht dann meist nicht in Beziehung zu Biotit. Er neigt hier dazu, abgerundet prismatische Kristalle zu bilden, die meist vollständig pinitisiert oder verglimmert sind. Daneben kommen gefelderte größere Cordierite vor, die mit straff geregelten tafeligen Biotiten verwachsen. Biotit und Cordierit waren also offenbar nebeneinander stabil. Verdrängungen von Biotitputzen durch Cordierit kommen in den Sillimanithornfelsen meines Arbeitsgebietes nicht vor.

Granat ist nur lokal vorhanden und dann stets lagenweise angereichert. Seine idiomorphen Formen lassen keinerlei Reaktionsbeziehungen zu Biotit, Cordierit und Sillimanit erkennen.

Plagioklas, im Kern Oligoklas mit etwa 20% Anorthit bildet sich manchmal um Sillimanit und Andalusit und entsteht offenbar auf deren Kosten. Es deutet sich so ein plagioklasmetablastisches Stadium in den Hornfelsen an, bei dem es zu geringen Zufuhren an Na und auch Ca kam. Der Plagioklas ist stets lamellar nach dem Albit- und gelegentlich auch nach dem Periklingesetz verzwillingt, jedoch fehlen einfache Karlsbader, Albit-Karlsbader, Ala-, Albit-Ala- und Manebacher Zwillinge.

Wesentlicher bedeutender als diese sind die *Myrmekite*, die kontinuierlich in *Albitkorngefüge* übergehen können. In vielen Fällen gehen die Myrmekitwarzen dabei nicht von einem Altpagioklas aus, sondern bilden sich völlig neu. Dabei verdrängt Myrmekit und die Albitkorngefüge mit Sicherheit den Kalifeldspat und nehmen dabei dessen gitterorientierte Internsillimanite auf.

Diese Hornfelse gehen in Andalusit-Hornfelsglimmerschiefer über, wobei der Sillimanitgehalt stetig ab-, der Muscovitgehalt zunimmt. Zugleich stellen sich dann auch immer mehr die Strukturen der Andalusit-Hornfelsglimmerschiefer ein. Die Quarz-Feldspat-

Tab. 4. Quantitativer Mineral

	1.	2.	3.	4.	5.	6.
Quarz	15·2	11·2	33·2	19·5	23·1	17·6
Kalifeldspat	1·7	4·0	36·5	42·0	19·7	8·8
Plagioklas	4·5	16·0	8·3	20·0	8·8	8·0
Biotit	24·6	31·5	17·5	16·2	22·2	17·7
Muscovit	23·6	26·1	0·3	1·9	12·3	23·3
Sillimanit	23·2	2·3	0·1	—	8·1	19·8
Cordierit	0·1	2·9	3·2	—	2·0	0·1
Andalusit	6·4	5·2	0·2	—	3·1	4·0
Granat	—	—	—	—	—	—
Erz	0·4	0·2	0·6	0·3	0·4	0·6
Akzessorien	0·3	0·6	0·1	0·1	0·3	0·1

1. bis 5. *Schliff 5637*. Graphitschieferserie, N. Manzenberg.

1. Sillimanit- und biotitreiches Gewebe.

2. Biotitreiches Gewebe, stark plagioklasmetablastisch verändert.

3. Granitoid.

4. Granoblastisches Quarz-Feldspatgewebe.

5. Gesamtschliff.

6. bis 9. *Schliff 5634*. Graphitschieferserie, N. Manzenberg.

6. Sillimanit- und biotitreiches Gewebe.

lagen und Linsen (Granitoide) der Sillimanithornfelse besitzen ein blastisches Gefüge. Sie entstanden aus Quarzlagen, wobei sich zunächst Kalifeldspatfilme zwischen den Pflasterquarren der Quarzlagen bilden, die dann xenomorph weiterwuchern. Biotit nimmt in diesen Mobilisaten zunehmend eine flachtafelige Form an.

Die wohlabgerundeten Sedimentzirkone, die blastischen Umrisse der Feldspäte und der Übergang dieser Mobilisate in Quarzlagen belegen ihre Ableitung aus dem Paramaterial.

Zusammensetzung der Sillimanithornfelse:

Sillimanithornfelse: 10—30% Quarz; 1—25% Kalifeldspat; 0 bis 16% Plagioklas; 12—30% Biotit; 5—25% Muscovit (in Übergangstypen zu den Hornfelsglimmerschiefern entsprechend mehr); 2 bis

25% Sillimanit; 1—10% Andalusit; 0—6% Cordierit; 0—10% Granat; 0·1—6% Erz; 0·2—0·7% Akzessorien.

Granitoide: 30—80% Quarz; 10—40% Kalifeldspat; 0—10% Plagioklas; 0—20% Biotit; 0—0·1% Sillimanit; 0—4% Cordierit; nur Spuren von Erz und Akzessorien.

Granoblastische Bereiche: 15—25% Quarz; 40—50% Kalifeldspat; zirka 20% Plagioklas; 0—16% Biotit; 0—5% Muscovit; 0—4% Cordierit; Spuren von Erz und Akzessorien.

bestand der Sillimanithornfelse

7.	8.	9.	10.	11.	12.	13.
68·9	22·3	33·0	28·6	20·8	12·3	27·6
19·6	49·2	14·8	0·2	20·4	23·4	20·9
3·5	19·6	7·5	2·6	1·3	—	6·5
3·9	1·0	12·5	16·0	21·3	30·6	17·0
2·5	3·7	15·7	26·3	13·3	5·8	12·3
0·1	—	12·6	15·3	17·2	7·2	14·6
1·4	3·4	0·8	0·4	—	5·2	0·8
—	0·7	2·6	0·7	3·9	8·4	—
—	—	—	8·9	—	—	—
0·05	0·05	0·4	0·8	1·5	6·6	0·1
0·05	0·05	0·1	0·2	0·3	0·5	0·2

7. Granitoid.

8. Granoblastisches Quarz-Feldspatgewebe.

9. Gesamtschliff.

10. Schliff 5633. Graphitschieferserie. N. Manzenberg.

11. Schliff 5632. Graphitschieferserie. N. Manzenberg.

12. Schliff 5638. ? Gotlandium. Güttern.

13. Schliff 5630. Graphitschieferserie. N. Manzenberg.

Korngrößen: Biotit 0·03—1 mm. Quarz 0·05—2 mm. Feldspäte 0·05—1 mm. Granat 0·05—2 mm. Andalusit bis 1 mm. Sillimanitflecken bis 5 mm.

Granoblastische Gewebe: Biotit 0·05—0·1 mm. Kalifeldspat 0·05 bis 0·2 mm.

Die Syntektite

Die Sillimanithornfelse werden am unmittelbaren Kontakt zum Granit stark gefeldspatet. Die Sillimanitflecken verschwinden dabei allmählich. An ihre Stelle treten Sillimanitapeten, die Quarz Feldspat und Biotit umflasern und mit zunehmender Feldspatisierung ebenfalls größtenteils verschwinden. Dabei entwickelt sich das Gefüge inhomogen-schlierig (Abb. 8). Zunächst gewinnt der

Kalifeldspat der Grundmasse morphologisch an Selbständigkeit gegenüber den übrigen Gemengteilen, geht in granoblastische Körner und schließlich in gedrungene subidiomorphe Tafeln über. Zugleich werden die Sillimanitputzen aufgelöst.

Dieser neuen Kalifeldspatbildung geht manchmal eine intensive Plagioklasmablasteresis voraus. Diese zehrt vorwiegend Andalusit aber auch Sillimanit auf, deren Reste im Plagioklas erhalten bleiben.

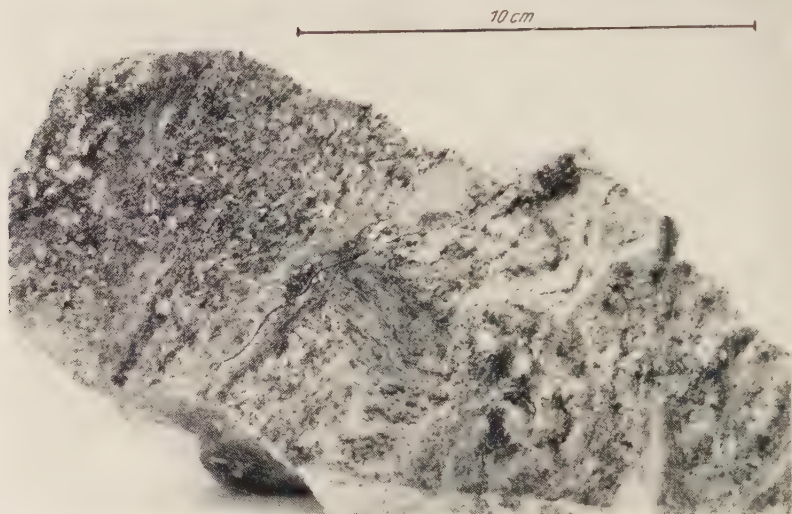


Abb. 8. Verband zwischen einem metablastischen Quarzit (feinkörnig) und syntektischem Material (grobkörnig). Das syntektische Material bildet sich in Faltenscheiteln und Scherzonen und schließt Schollen des Metablastits ein (links). Die Faltenachse aller Teile verläuft parallel und paßt in das regionale Bild der Tektonik. Syntektit. Verfallener Steinbruch am Foß-Brühl nördlich Manzenberg.

Während der Plagioklasbildung beginnt bereits das syntektische Stadium. Von xenomorphen Plagioklaskernen (An_{20}) ausgehend, wächst er nun mit oszillierendem Zonarbau idiomorph weiter, wobei Trachtwechsel vorkommt (Abb. 9). Randlich schiebt er dabei den Sillimanit auf die Korngrenzen, so daß Flasergefüge entstehen, die den „autokathartischen“ Gefügen *Drescher-Kaudens* (1948) gleichen. Diese Sillimanitapeten können vor allem später das Wachstum der Feldspäte hemmen, so daß er an einer Seite an diese angelagert bleibt, während die anderen Seiten idiomorph weiterwachsen. Erst gegen das Ende der Kristallisation wächst Plagioklas wieder etwas unregelmäßiger, so daß die äußeren Kristallgrenzen nicht idiomorph sind.

Neben polysynthetischen Albit- und Periklin-Zwillingen kommen Zwillinge nach dem Karlsbader-, Albit-Karlsbader, Ala- und Albit-Ala-Gesetz vor.

Kalifeldspat neigt jetzt ebenfalls dazu, subidiomorphe dicke Tafeln zu bilden. Diese beherrschen im allgemeinen das Gefügebild. Auch er bildet jetzt Karlsbader Zwillinge aus, wenn gleich diese ziemlich selten bleiben. Die Kalifeldspäte umschließen häufig Quarztropfen oder Hochquarzformen mit kleinen Prismen- und größeren Pyramidenflächen.

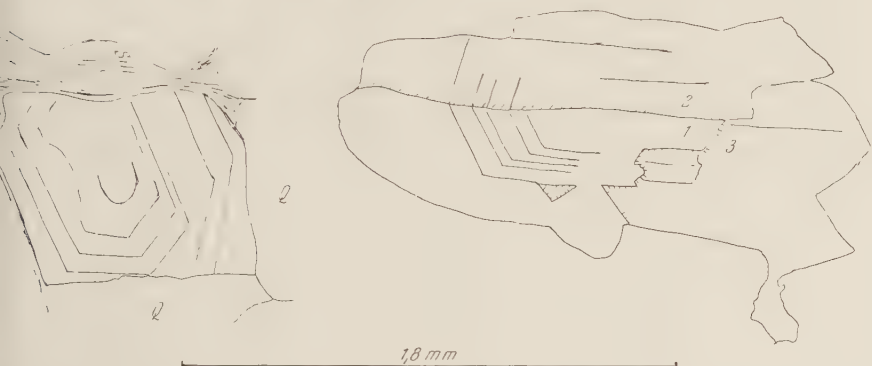


Abb. 9. Von xenomorphen Kernen aus wächst Plagioklas mit idiomorphem Zonarbau weiter. Rekurrenzen sind häufig, Trachtwechsel zu beobachten. Rechts: $\frac{1}{2}$ Karlsbader Zwillings, $\frac{1}{3}$ Albit-Karlsbader Zwillings, Syntektit. Foß-Bühl N. Manzenberg. Schliff 5629 b.

Die externen Quarze behalten dagegen ihre Hornfelspflasterform, wobei die bevorzugte Einregelung der größten Durchmesser zusammen mit der Biotitregelung noch die verfaltete S-Flächenstruktur andeutet. Diese Formentwicklung kommt wohl dadurch zustande, daß die im alten S liegenden Sillimanitapeten das Wachstum der Quarze hindern.

Zirkon behält nach wie vor im allgemeinen die abgerollte Form, wie im ursprünglichen Sediment. Diese Formen der Zirkone, ihre große Häufigkeit und die Zusammensetzung der Syntektite belegen ihre Ableitung aus dem alten Paramaterial, in das sie ja auch übergehen. Es erscheinen jetzt allerdings auch längere, idiomorphe Zirkonformen.

Diese Syntektite gehen schlierig in sillimanitfreie Syntektite über. Die bereits ein recht granitähnliches Gefüge besitzen. Sillimanitapeten machen sich dabei als Inhomogenitätszonen bemerkbar, die Zonen verschieden starker Feldspatneubildung scharf begrenzen. Diese Sillimanitapeten verschwinden aber nach wenigen Millimetern bis Zentimetern in S, so daß dann seitlich die verschieden stark gefeldspateten Bereiche wieder ineinander übergehen.

Bei stark quarzilitischen Syntektiten konnte eine Art „Schollenbildung“ beobachtet werden (Abb. 8). Plagioklasreiche Syntektite greifen hier schlierig auf S-Flächen verschiedenen Alters in das Gefüge eines plagioklasmetablastischen Quarzits ein. Die Grenze ist ziemlich scharf und nicht selten durch Sillimanitapeten markiert.

Während die Feldspäte im Metablastit die Quarze xenomorph umwuchern, niemals idiomorph und niemals nach dem Karlsbader Gesetz verzwillingt sind, ist dies im Syntektit der Fall. Die Korngrößen aller Gemengteile sind auch wesentlich größer.

Die Regelung wird dabei in dem syntektischen Material stark aufgelockert, ebenfalls wieder ohne Übergang zwischen den metablastischen Schollen und den syntektischen Infiltrationen. Eine neue Regelung entwickelt sich aber nicht, so daß also keine Teilbewegungen des syntektischen Materials gegenüber dem metablastischen nachweisbar sind.

Diese Schollenbildung ist also nicht intrusiv entstanden. Die B-Achsen aller Teile, auch die statistisch ermittelten B-Achsen des syntektischen Materials verlaufen parallel. Biotit wird nicht umge-regelt, die Regelung lockert sich lediglich auf. Das syntektische Material ist also in situ entstanden.

Das Gleiche gilt auch für die schlierig in Sillimitfleckenhornfelse übergehenden Syntektite. Auch hier lockert sich die Regelung nur auf. Die Schlieren sind nicht Abbild einer schlierigen Durchbewegung, sondern präsyntektische Inhomogenitäten, an denen die Intensität der Feldspatisierung absetzt. Dies und der rasche Übergang von den Syntektiten zu den Hornfelsen deutet darauf hin, daß nicht die physikalischen Zustandsbedingungen allein die Syntexis erzeugt haben. Die Temperaturen können nicht so rasch zum Nebengestein hin abgefallen sein, und die Isothermen können vor allem nicht schlauchartig in dieses eingreifen.

Die Zufuhren vom Granit aus müssen also die Ausbildung der Syntektite maßgeblich beeinflußt haben. Dabei entstanden diese Bildungen unter den PT-Bedingungen der Graniterstarrung, also bei Temperaturen, die um und über der Erstarrungstemperatur des Quarz-Feldspateutektikums lagen. Die Strukturen und die abgeleiteten Bildungsbedingungen machen Teilverflüssigungen im Gefüge der Syntektite sehr wahrscheinlich. Als beweisende Strukturmerkmale seien aufgezählt: der oszillierende idiomorphe Zonarbau der Plagioklase mit Trachtwechsel, das Vorkommen von Karlsbader Zwillingen bei beiden Feldspäten und die nachgewiesene Regelungsauflockerung ohne Neuregelung.

Zusammensetzung: 15—55% Quarz; 2—40% Kalifeldspat; 3 bis 25% Plagioklas; 7—25% Biotit; 3—16% Muscovit; 0—8% Sillimanit; 0—3% Andalusit; 1—4% Cordierit; 0—0.3% Erz.

Korngrößen: Biotit 0.08—1 mm (Mittel 0.2 mm); Quarz 0.1—2 mm (0.6); Kalifeldspat 0.05—3 mm (0.3); Plagioklas 0.1—1 mm (0.3).

Tab. 5: Quantitativer Mineralbestand der Syntexite

	1.	2.	3.	4.	5.	6.	7.	8.	9.	10.
Quarz	64.6	65.6	52.6	53.6	50.9	33.3	36.7	37.6	15.2	25.0
Kalifeldspat	4.3	1.3	7.2	2.6	16.4	17.0	35.9	38.8	15.9	25.9
Plagioklas	17.8	24.4	21.6	15.6	19.7	6.4	8.7	3.4	17.3	11.2
Biotit	8.7	6.9	7.6	10.4	6.6	15.7	7.6	10.4	25.6	19.0
Muscovit	1.2	0.1	5.5	6.7	3.9	16.0	5.6	6.8	15.2	11.5
Sillimanit	1.4	0.1	3.8	7.2	0.6	8.0	3.7	1.2	6.8	4.5
Cordierit	1.5	1.1	1.5	3.0	1.8	0.7	1.4	1.4	1.6	1.5
Andalusit	—	—	—	0.1	—	2.5	0.05	—	1.7	1.0
Erz	0.4	0.2	0.15	0.3	0.05	0.2	0.2	0.05	0.3	0.2
Akzessorien	0.1	0.3	0.05	0.5	0.05	0.2	0.2	0.3	0.4	0.2

1. und 2. Plagioklasmetablastische Teilbereiche.

1. Aus Schliff 5629 b.

2. Aus Schliff 5629 c.

3. Syntektit Schliff 5629 b.

4. Syntektit Schliff 5629 c.

5. Syntektit Schliff 5629 a.

6. Syntektit Schliff 5628 a.

7. Syntektit Schliff 5628 b.

8. Syntektit Teilintegration von Schliff 5623 a.

9. Syntektit Teilintegration von Schliff 5623 a.

10. Schliff 5623. Summe von 8 und 9.

Alle Proben entstammen dem Steinbruch am Foß-Bühl N. Manzenberg.

Der Falkenberger Kristallgranit

Der Falkenberger Granit ist bereits mehrfach eingehend beschrieben worden, so von *Voll* (1955) aus dem Gebiet des Leuchtenberger Granitmassivs, und von *M. Andaç* aus dem Gebiet von Falkenberg. Es möge daher hier genügen, die wesentlichen Erscheinungen zu schildern.

Kennzeichnend für den Falkenberger Kristallgranit ist eine grob- bis mittelkörnige Grundmasse, in der riesenkörnige (bis 10 cm, normal 6—9 cm) Mikroklin-Einsprenglinge liegen. Im Übergangsbereich zum Steinwaldgranit werden diese Einsprenglinge kleiner, sind durch Übergänge mit der Grundmasse verbunden und nehmen auch an Zahl ab. Zugleich tritt Muscovit stärker hervor.

Die Ausscheidungsfolge beginnt mit *Zirkon* (mäßig lange Prismen) und *Apatit* (gedrungene hexagonale Prismen). *Biotit* schließt beide ein. Im Kali-

feldspat und Plagioklas ist er tafelig, wird jedoch an den Tafelenden angegriffen. Zwischen den Gefügekörnern bildet er dagegen große, zerlappte Scheiter. Quarz und Albit greifen ihn an, wobei sich nicht selten Erz oder Titanit ausscheidet.

Plagioklas bildet oft hervorragend idiomorphe Leisten. Zonarbau, recht häufig oszillierend, ist stark ausgeprägt. Trachtwechsel kommt vor. Der Anorthitgehalt geht im Kern bis 35% und fällt zum Rand hin auf 18—20% ab. Die Kristalle sind stets nach dem Albit- und zum Teil auch nach dem Periklingesetz polysynthetisch verzwillingt. Daneben kommen Zwillinge nach dem Karlsbader-, Albit-Karlsbader-, Ala- und Albit-Ala-Gesetz vor. Manebacher Zwillinge konnte ich nicht beobachten.

Mikroclin I (Großmikroklin) bildet flache, stets nach dem Karlsbader Gesetz verzwillingte Tafeln nach {010}. Plagioklas und Biotit wurden an die Wachstumsfront orientiert angelagert, vorwiegend an {010}, aber auch an verschiedene andere Flächen. Diese Großmikrokline verzahnen sich randlich mit dem Grundgewebe.

Die Grundgewebsmikrokline sind xenomorph und füllen mit Quarz die Zwickelräume zwischen den Plagioklasen. An Quarz und Plagioklas grenzen sie mit ziemlich glatter Fläche, zumindest dort, wo jüngere Albitkorngefüge und Myrmekite fehlen. Die Spindelperthite der Großmikrokline fehlen ihnen weitgehend. Dadurch ist angedeutet, daß diese Grundgewebsmikrokline bei ihrer Bildung wahrscheinlich ärmer an Na waren, als die Großmikrokline und daß sie damit bei tieferen Temperaturen gebildet wurden.

Eine metasomatische Mikroklingeneration, wie sie in vielen Graniten vorkommt (Kraus, 1959), konnte nicht gefunden werden. Die randliche Verzahnung der Großmikrokline mit dem Grundgewebe kann auf keinen Fall als Hinweis auf metasomatische Bildung gewertet werden, da ja auch die Großmikrokline noch während der Erstarrung des Mikroclinrestes und des Quarzes in der Grundmasse weiterwuchsen.

Quarz füllt die verbliebenen Restzwickel. Spuren stärkerer Durchbewegung, wie sie Voll aus dem Leuchtenberger Granit beschreibt, fehlen bei uns.

Metasomatische Prozesse verändern in geringem Umfang diese primären Erstarrungsstrukturen.

Myrmekitwarzen (An_{15-20}) dringen von Plagioklas ausgehend in Kalifeldspat ein. Daß es sich tatsächlich um Verdrängungen von Kalifeldspat durch Plagioklas handelt, und nicht umgekehrt, läßt sich in den Sillimanithornfelsen unmittelbar nachweisen. Die Myrmekite gehen anscheinend kontinuierlich in Albitkornbildungen über, indem die Quarzstengel mit dem abnehmenden Anorthitgehalt zarter werden und ganz verschwinden. *Albitwechselsäume* sind häufig, ebenso die randliche Entkalkung der Plagioklase. *Muscovit* ist ziemlich selten und verdrängt Plagioklas. Dabei gibt es alle Übergänge zwischen der Bildung größerer Muscovitafeln und den parallel (001), (010), (110) und (110) eingelagerten feinen Sericitschuppen. Jünger als die Myrmekitbildung ist das Aufsprössen von *Quarzscläuchen*, die zum Teil Korngrenzen und Schwächezonen folgen oder auch das ungestörte Kristallgitter wurmartig durchfressen.

Der Steinwaldgranit und seine Randfazies

Der Steinwaldgranit entspricht weitgehend der Randfazies des Leuchtenberger Granits (Voll, 1955). Er ist in unserem Gebiet je-

doch nicht ohne weiteres als Randfazies oder als höheres Stockwerk deutbar, da ja der Falkenberger Granit auch unmittelbar im Kontakt zum Nebengestein steht. Der Übergang zwischen beiden Faziesgebieten ist ganz allmählich.

Der *Plagioklas* des Steinwaldgranits weist gedrungene Formen auf als der des Kristallgranits. Der Zonarbau ist wesentlich undeutlicher und kann sogar ganz fehlen. Die Kerne sind saurer (25% Anorthit), so daß der Anorthitgehalt der Plagioklasse zum Rande hin nicht allzu stark abfällt.

Katfeldspat und *Quarz* füllen die Zwickel zwischen den gedrungenen Plagioklasleisten. Flächen- und Netzperthite, die im Kristallgranit völlig fehlen, sind stark entwickelt. Spindelperthite sind dagegen nicht mehr vorhanden. Während Myrmekit fehlt, nehmen *Albit-Wechselsäume* und *Albit-Korngefüge* einen größeren Raum ein.

Muscovit füllt zum Teil Zwickel zwischen idiomorphen unangegriffenen Plagioklasen, scheint also zum Teil bereits während der Erstarrung der Restschmelze entstanden zu sein. Ebenso ummantelt er Biotit, greift dann von diesen Scheitern aus Plagioklas an. Im pneumatolytisch-hydrothermalen Bereich geht die Muscovitbildung kontinuierlich weiter, wobei sich zunächst große zerlappte Muscovite $\{001\}$ oder $\{010\}$ im Plagioklas bilden, die mit sinkender Temperatur immer kleiner werden und schließlich in die tief-hydrothermalen sericitischen Zerfallsprodukte übergehen. Quarzdurchwachsungen spielen keine Rolle.

In der Randfazies des Steinwaldgranits wird das Korn noch etwas kleiner. Hier setzt die Muscovitbildung noch erheblich früher ein als im Steinwaldgranit. Gar nicht selten sind Bipyramiden von Hochquarz, an die sich flache Muscovittafeln allseitig anlagerten. Bei der Kristallisation der Restschmelze verzahnten die Quarze sich dann natürlich mit dem Grundgewebe und umschließen den angelagerten Muscovit.

Dies deutet darauf hin, daß die Schmelze des Steinwaldgranits und des Steinwaldrandgranits einen Wassergehalt besaß, der erheblich über dem des Kristallgranits lag. Dafür sprechen auch die stärker ausgeprägten pegmatitisch-pneumatolytischen und hydrothermalen Umbildungen im Granit selbst: Turmalinsonnen, Mica palmé, epidotisierte und verquarzte Klüfte.

Ich nehme an, daß sich bereits während der Intrusion der Schmelze, also bevor der Granit seine heutige Umgrenzung erreichte, die wasserreicheren Schmelzanteile an bestimmten Stellen der jeweiligen Dachregion anreicherten.

Sonst hätte sich bei der Metamorphose im Kontaktbereich des Steinwald- und Steinwaldrandgranits zunächst eine Mineralgesellschaft bilden müssen, die bei niedrigen Wasserdampfdrücken stabil ist (Sillimanit-[Cordierit]-Hornfelse), die dann nachträglich in Biotit-Andalusit-Glimmerschiefer bzw. in Biotit-Chlorit-Andalusit-Glimmerschiefer umgewandelt worden wäre. Dies ist jedoch nicht der Fall, vielmehr steht die Prägung der kontaktnahen Hornfelse von Anfang an in einem gesetzmäßigen Zusammenhang mit der Mineralisation und Mineralisationsfolge des Granits.

Die Zonen stärkerer Wassermanreicherung in der granitischen Schmelze bilden offenbar gebogene Scheiben, die am West- und Nordwestrand des Steinwalds unter das Granitdach einschieben (Abb. 10).

Die Verdrängungsfolge der Mineralien und ihr Zusammenhang mit den Zustandsbedingungen im Granitdach

Wie im beschreibenden Teil gezeigt wurde, entspricht dem räumlichen Übergang von schwach zu stark metamorphen Kontakt-

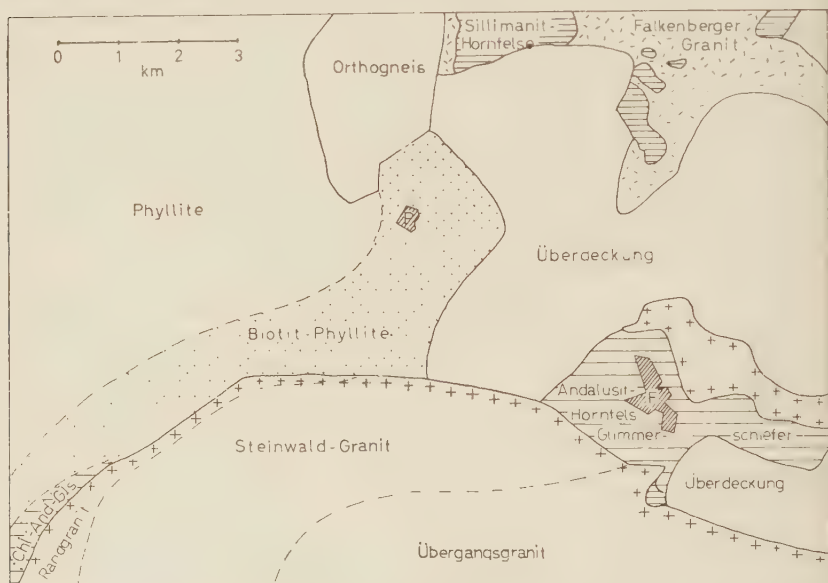


Abb. 10. Verteilung der Granitfazies und der Hornfels im südwestlichen Fichtelgebirge. Schematisch.

gesteinen eine gleichartige zeitliche Verdrängungsfolge in den Gesteinen. Relikte des jeweils älteren Zustandes lassen sich stets noch in den bereits in Fortbildung begriffenen Gesteinen nachweisen. Dabei besteht ein gesetzmäßiger Zusammenhang zwischen dem Metamorphosezustand der Gesteine des unmittelbaren Kontakts und der Ausbildung des Granits und damit zu dessen Kristallisationsgeschichte.

Ein erster Temperaturanstieg läßt sich bereits während der Regionalmetamorphose nachweisen. Im Spätstadium der tektonischen Bewegungen begann Biotit und Muskovit aufzusprossen. Dabei wurde die Neubildung von Muskovit durch Bewegungen anscheinend beschleunigt, denn dort, wo die blastischen Vorgänge

gleichzeitig mit der Durchbewegung verknüpft waren, bildete sich Muscovit bereits vor dem Biotit. Dort, wo Biotit sich während einer Periode tektonischer Ruhe bildete, sproßte dagegen Muscovit erst nach diesem auf.

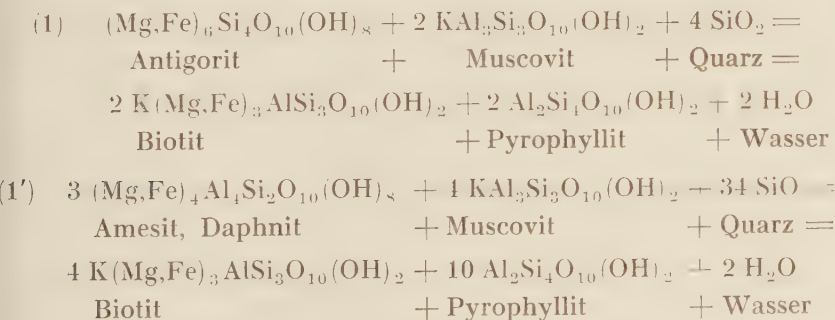
Soweit die Biotit-Sericit-Phyllite noch während der Biotitbildung verformt wurden, sind sie offenbar an Zonen starker Durchbewegung gebunden und kommen auch in nicht unbeträchtlicher Entfernung vom Granit außerhalb dessen Kontaktaureole vor. Es erscheint mir deshalb berechtigt, zwei Biotitgenerationen auseinanderzuhalten, von denen die erste noch von Bewegungen betroffen wurde, die jüngere dagegen nicht mehr. Die ältere, deformierte Biotitgeneration ist dabei im Kontakthof des Steinwaldgranits nur stellenweise nachweisbar und kommt auch in Phylliten vor, die frei sind von jeglicher posttektonischer Biotitneubildung.

Dies deutet darauf hin, daß die Temperaturerhöhung, die zur Bildung der ersten, verformten Biotitgeneration führte, unabhängig ist von der Intrusion des Granits. Denn sonst hätte sie sich doch wohl überall im Kontakthof des Granits zunächst bilden müssen, und müßte dann zumindest im äußeren Kontaktbereich auch noch überall nachweisbar sein. Dies ist aber nicht der Fall.

Damit erscheint es mir wahrscheinlich, daß die Durchbewegung im Laufe der Orogenese und die mit ihr verknüpfte Umsetzung mechanischer Energie in Wärme in einzelnen Bereichen zu so hohen Temperaturen führte, daß sich Biotit neu bilden konnte.

Das erste Anzeichen der Kontaktmetamorphose sehen wir in dem Aufspalten von Biotit und Muscovit der zweiten, posttektonischen Generation in einer weiten Aureole um den Granit.

Der Chloritgehalt verschwindet dabei und wird verbraucht. Die zur Biotitbildung nötigen Alkalien müssen vom Sericit geliefert werden, *der also zugleich an Alkalien verarmt*. Schematisch läßt sich dies in den zwei folgenden Gleichungen darstellen:

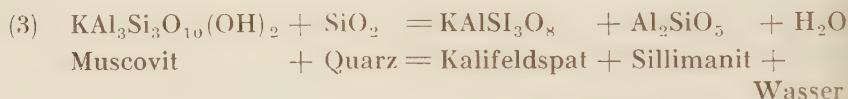


Dabei wird also Sericit an Al angereichert. Ein eigenes Al-Überschußmineral bildet sich nicht. Wahrscheinlich enthält der Sericit bzw. Muscovit schichtweise Pyrophyllitlagen, wie dies nach Yoder und Eugster (1956) möglich ist. Aus diesem bildet sich bei weiterer Temperaturerhöhung Andalusit:



Diese Andalusitbildung setzt normalerweise erst ein, nachdem der Chlorit bereits vollständig zur Biotitbildung verbraucht wurde. Nur im westlichen Steinwald, im Kontakt zu dem Steinwald-Randgranit waren Chlorit, Biotit und Andalusit nebeneinander beständig. Es müssen hier also Bedingungen geherrscht haben, bei denen sich die Reaktionskurven der Reaktionen (1) und (2) (Abb. 11) schnitten.

Muscovit wird erst im Kontakt zum Falkenberger Granit instabil zugunsten von Sillimanit und Kalifeldspat.

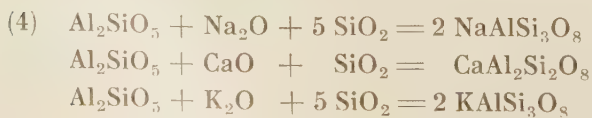


Die Bedingungen der Cordieritbildung in den Sillimanithornfelsen sind noch nicht ganz klar. Da Cordierit nicht selten noch flache Tafeln von Biotit einschließt und in den Sillimanithornfelsen niemals in der Form der Biotithaufen auftritt, kann er keineswegs aus Biotit allein entstanden sein. Man muß also wohl annehmen, daß Cordierit bei Reaktionen zwischen Muskovit und Biotit gebildet wurde. Warum diese Reaktion aber eine so geringe Rolle spielt und warum Cordierit nicht allgemein an der Grenze der Biotithaufen gegen Muskovit oder Sillimanit auftritt, das muß einstweilen unentschieden bleiben.

Auch über die Entstehungsbedingungen von Granat in den Sillimanithornfelsen läßt sich zur Zeit noch nichts Sicheres sagen. Es gibt keinen Grund anzunehmen, Sillimanit, Biotit oder Cordierit seien zugunsten von Granat instabil geworden. Granat ist stets lagenweise angereichert und damit besteht der Verdacht, daß er auf Lagen bestimmter chemischer Zusammensetzung beschränkt bleibt. Die Analyse eines granatreichen Hornfelses (Analyse 6, Tab. 8) zeigt auch in der Tat einen erheblich höheren Mangangehalt als die granatfreien Hornfelse und auch das Verhältnis Fe/Mg ist etwas höher. Besonders *Tilley* (1926) wies ja darauf hin, daß geringe Mn-Gehalte die Bildungstemperatur von Granat erheblich erniedrigen können.

Andalusit und Sillimanit bestehen ebenfalls in den Hornfelsen nebeneinander, wobei Sillimanit gelegentlich den Andalusit zu verdrängen scheint. Nach den Untersuchungen *Neumanns* (1925) ist von allen drei Modifikationen von Al_2SiO_5 allein Sillimanit stabil. Demnach wäre also der Andalusit nur metastabil gebildet worden.

Der Sillimanitblastese folgen Bildungen, welche bereits auf eine Zufuhr von Alkalien und in geringem Umfang auch von Ca hinweisen: zunächst die Bildung von Plagioklas, später auch von Kalifeldspat auf Kosten von Sillimanit:



Diese Reaktionen spielen dann in den granitisierten Hornfelsen (Metablastiten und Syntektiten) eine immer größere Rolle. Dadurch ist es möglich zu zeigen, daß diese Reaktionen in den Syntektiten und Metablastiten bereits *während der Erstarrung* der granitischen

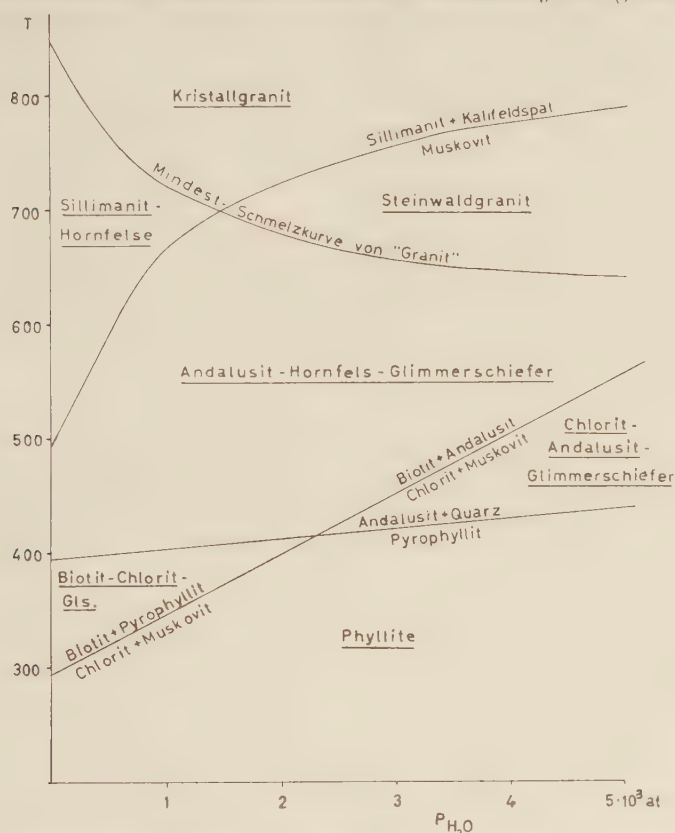


Abb. 11. Schema der physikalischen Bildungsbedingungen der Hornfelse. Extrapoliert nach Angaben von Roy und Tuttle (1956) und Geländeerfahrungen.

Schmelze verlaufen und nicht auf Alkalizuführen durch pneumatolytische Lösungen zurückgehen. Diese führen erst später zu den üblichen Myrmekiten, Albitneubildungen und zur Muscovitisierung, auf die wir hier aber nicht weiter einzugehen brauchen.

Durch die Untersuchungen des Geophysical Laboratory lassen sich diese Reaktionen ganz gut in Beziehung zu den physikalischen Zustandsbedingungen setzen. Wir können uns dabei auf die Verhältnisse im System Al_2O_3 - SiO_2 - H_2O stützen (Roy und Tuttle, 1959). Die Reaktionskurve der Reaktionen Muscovit = Sanidin + Korund + Dampf ist ziemlich genau bestimmt worden und die Reaktionskurve der analogen Reaktion Muscovit + Quarz = Sillimanit + Kalifeldspat + Dampf wird wohl nicht allzuweit von ihr liegen.

Als zweite Reaktion benutzen wir $\text{Pyrophyllit} = \text{Mullit} + \text{Quarz} - \text{Dampf}$. Dabei entstand im Experiment meist Mullit, nur unter besonderen Bedingungen (lange Reaktionszeit, Katalysatoren) auch Andalusit oder Sillimanit. Anscheinend bildet sich Mullit unter höheren Wasserdampfdrucken nur metastabil, wie sein geologisches Auftreten vermuten läßt. Diese Reaktion wird im Gegensatz zur Reaktion (3) kaum vom Wasserdampfdruck beeinflußt. Die Mindestschmelzkurve von „Granit“ wurde ebenfalls der Zusammenfassung von *Roy und Tuttle* entnommen.

Die Reaktionen bei der Biotitbildung sind bisher noch nicht genauer erfaßt worden. Bekannt ist nur, daß Chlorit bei hohen Wasserdampfdrucken bis zu Temperaturen von 650—700° stabil bleiben kann. Dies ist offenbar auch in Anwesenheit von Alkalien (Sericit) der Fall, wie unsere chloritführenden Andalusithornfelse dies wahrscheinlich machen.

Die Reaktionskurven der Reaktionen (1) und (1') dürften also ziemlich steil verlaufen. Im Schnittpunkt der Reaktionskurven (1) (Biotitbildung) und (2) (Andalusitbildung) scheint Muscovit bereits innerhalb des magmatischen Bereichs stabil zu sein. Danach wurden die Stabilitätsfelder der chloritfreien und der chlorithaltigen Andalusithornglimmerschiefer im Diagramm (Abb. 11 aus *Dimroth, 1960*) übersichtsmäßig getrennt.

Danach ergibt sich also, daß die Bildung der Sillimanit-(Cordierit-)Hornfelse bei niedrigem Wasserdampfdruck und hoher Temperatur erfolgte. Die Andalusit-Hornfelsglimmerschiefer entstanden bei niedrigeren Temperaturen, reichen aber bei höherem Wasserdampfdruck noch weit in den Temperaturbereich der Sillimanithornfelse herein. Chlorit kann neben Biotit noch sehr lange beständig bleiben, sofern die P-T-Bedingungen etwa der Bildungskurve des Biotits folgen. Der Temperaturanstieg in jedem Zeitpunkt ist dabei durch den Wärmehalt der granitischen Schmelze, durch den Kontaktabstand und durch den Energieverbrauch der endothermen Reaktionen vollständig bestimmt. Damit steigt die Temperatur im Granitdach nach der Intrusion des Granits zunächst soweit an, bis eine Reaktionskurve erreicht wird. Da bei jeder der stattfindenden Reaktionen beträchtliche Wassermengen frei werden, die abdiffundieren müssen, kann die Reaktion aber nicht schlagartig zu Ende geführt werden. Die Reaktion wird also zunächst bei steigenden Temperaturen weitergehen, wobei dann der Wasserdampfdruck stets der Reaktionskurve folgen muß. Die Geschwindigkeit, mit der die Reaktion abläuft, wird dann weitgehend davon abhängen, wie schnell das freigesetzte Wasser abdiffundieren kann. Es bleibt so lange Zeit ein Teil des Ausgangsmaterials neben den Reaktionsprodukten bestehen. Sinkt die Temperatur vor Abschluß der Reaktion, so bleiben diese Relikte des älteren Zustands erhalten.

Die physikochemischen Bedingungen der Granitisierung der Hornfelse werden bei der Betrachtung der Zufuhren und ihres chemischen Bestandes erörtert.

Die untersuchten Hornfelse in das mineralfazielle Schema einzugliedern ist nicht einfach. Man muß dazu stets auch den Mineralbestand der mit den Hornfelsen pelitischer Abkunft verknüpften Amphibolite und Kalksilikatefelse heranziehen.

Fest steht, daß die Hornfelse des untersuchten Gebiets nicht ohne weiteres in das Schema der Pyroxen-Hornfelsfazies von *Goldschmidt* (1911) und *Tilley* (1924, 1925) passen. Die Chlorit-Biotit-Andalusit Hornfelsglimmerschiefer haben



Abb. 12. Phyllite und Andalusit-Hornfelsglimmerschiefer: Projektion der darstellenden Punkte im Niggli-tetraeder auf die Fläche $al-alk-fm$. $\odot$ Analysen, $+$ Phyllite, $\otimes$ Andalusit-Hornfelsglimmerschiefer.

enge Beziehungen zur Prasinitfazies, in der jedoch Andalusit noch nicht stabil sein sollte. In der Aktinolith-Epidot-Hornfels-Subfazies, der die Prägung der Amphibolite im kontaktfernen Bereich etwa entspricht, sollte wiederum Cordierit auftreten, der in Wirklichkeit fehlt.

Die Andalusit-Hornfelsglimmerschiefer weisen in ihrer Verknüpfung mit Amphiboliten (*Dimroth*, 1960) enge Beziehungen zur Amphibolitfazies auf, ohne aber in eine ihrer Subfazies hineinzupassen. Die nächsten Beziehungen bestehen noch zur Cordierit-Anthophyllit-Subfazies, da weder Staurolith, Almandin oder Sillimanit in den Andalusit-Hornfelsglimmerschiefern vorkommen. Aber gerade die Typusminerale Cordierit und Anthophyllit fehlen in den Andalusit-Hornfelsglimmerschiefern gleichfalls, obwohl sich in den Hornfelsen Cordierit und in den Amphiboliten Anthophyllit dem chemischen Bestand nach durchaus hätte bilden können.

Die Sillimanithornfelse stehen wiederum in engen Beziehungen zur Sillimanit-Almandin-Subfazies der Amphibolitfazies auf der einen Seite, zur Pyroxen-Hornfelsfazies auf der anderen Seite, ohne aber genau in eine der beiden zu passen.

Es ist unmöglich, die beschriebenen Hornfelse ohne Widersprüche in das mineralfazielle Schema einzupassen. Der Rahmen der mineralfaziellen Einteilung der metamorphen Gesteine ist zu eng und übersieht, daß nicht einige wenige Reaktionen, sondern eine

Tab. 6. *Phyllite und Andalusithornfelsglimmerschiefer:*

	1.	2.	3.	4.	5.	6.	7.	8.
SiO ₂	63.2	62.1	47.1	53.7	62.0	52.1	49.3	59.2
TiO ₂	0.8	0.4	1.3	0.2	0.4	0.3	0.5	0.5
Al ₂ O ₃	20.3	23.8	29.0	26.3	24.4	21.5	27.1	21.8
Fe ₂ O ₃	2.7	1.3	2.2	3.5	1.2	5.6	4.5	1.7
FeO	1.9	1.9	5.1	3.8	1.6	7.6	4.9	4.2
MgO	0.9	0.9	2.1	1.7	0.7	3.4	2.5	3.5
MnO	0.05	0.1	—	—	—	—	—	—
CaO	Sp.	—	0.2	—	—	—	—	—
K ₂ O	6.2	5.3	7.1	5.5	5.6	4.1	6.0	5.2
Na ₂ O	0.6	0.3	0.5	0.9	0.3	0.3	0.2	0.3
H ₂ O	2.9	3.9	5.2	4.4	3.8	5.1	5.0	3.6
P ₂ O ₅	0.08	—	0.1	—	—	—	—	—
CO ₂	—	—	—	—	—	—	—	—
S	Sp.	—	Sp.	—	—	—	—	—
Cl	—	—	—	—	—	—	—	—

große Anzahl verschiedener Reaktionen bei der Metamorphose stattfinden können. Da die Temperatur, bei der diese Reaktionen ablaufen, noch wesentlich von der chemischen Zusammensetzung bestimmt wird (in unserem Falle in erster Linie vom Wasserdampfdruck) kann ein einfaches Schema der aufsteigenden Metamorphose nicht gegeben werden.

Der Stoffbestand der Phyllite und Hornfelsglimmerschiefer

Um den chemischen Stoffbestand und seine Veränderung während der Metamorphose wenigstens annähernd überprüfen zu können, wurden von jedem Gesteinstyp eine Reihe von Dünnschliffen integriert und die Integrationen auf chemische Analysen verrechnet.

Da der Quarzgehalt durch den zufälligen Anteil der vom Schliff geschnittenen quarzitischen Bänder bestimmt wird, wurden die Analysen auf Niggliwerte umgerechnet und nur die Werte al, fm und alk ausgewertet. Dadurch verringern

sich zugleich die Fehler die dadurch entstehen, daß die chemische Zusammensetzung der Glimmer nicht genau bekannt ist. Die Integrationen sind den Gesteinsbeschreibungen zu entnehmen, die Umrechnungen in chemische Analysen sind in den Tab. 6 und 7 dargestellt. Bei der Umrechnung ist Muscovit II und Sericit II der Andalusit-Hornfelsglimmerschiefer als Andalusit verrechnet worden.

Da die Zusammensetzung des Sericits unbekannt ist, wurde dieser als Muscovit verrechnet. Dies ist mindestens zum Teil unrichtig. Die berechneten Werte konnten mit einigen chemischen Analysen von Gesteinen (Analytiker: Pötzl) verglichen werden.

Analysen und Umrechnungen des Mineralbestandes

9.	10.	11.	12.	13.	14.	15.	16.	17.
43.9	46.9	47.2	47.9	57.1	59.2	54.0	61.8	53.2
0.8	3.6	0.6	0.8	0.4	0.6	0.6	0.5	0.5
34.2	20.3	25.6	33.3	26.4	26.5	29.8	21.6	28.7
1.7	8.8	5.7	1.0	0.9	0.9	1.1	2.3	2.2
3.4	4.6	5.2	3.6	3.0	2.4	3.5	3.3	3.4
2.7	2.2	4.0	4.4	2.9	2.6	3.6	3.0	3.4
—	0.2	—	—	—	—	—	—	—
—	1.6	0.2	—	—	—	—	0.1	0.1
8.0	7.2	7.2	5.9	5.8	5.1	4.7	4.9	5.4
0.6	0.4	1.0	0.4	0.3	0.4	0.5	0.6	0.7
4.7	3.3	3.3	2.7	3.2	2.3	2.2	1.9	2.4
—	0.8	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—	—
Sp.								

Trotz der Verschiedenheit des Mineralbestandes ergaben sich keine großen Variationen in den Niggliwerten. Der Chemismus entspricht sehr kalkarmen Tonen und sandigen Tonen. Da die c-Werte sehr niedrig liegen, konnten die Niggliwerte im Dreieck al-fm-alk des Niggli-Tetraeders dargestellt werden. Die darstellenden Punkte der Phyllite und Andalusit-Hornfelsglimmerschiefer liegen hier entlang der Linie Muscovit-Chlorit. Es ist $45 < \text{al} < 65$; $25 < \text{fm} < 35$; $11 < \text{alk} < 18$, wobei al und alk miteinander zu- oder abnehmen. Die Tonerdeüberschüsse $T = \text{al} - \text{alk}$ sind sehr beträchtlich.

Daneben erschien es interessant, die Tonerdeüberschüsse auszurechnen, die über den Al_2O_3 -Gehalt der Zusammensetzung Muscovit-Biotit hinausgehen, die in den Andalusithornfelsen also als Andalusit auskristallisieren müssen. Bezeichnen wir diese als T' , so ist $T' = \text{al} - 3 \text{ alk} - \text{fm}/3$. Auch diese Tonerdeüberschüsse sind stets positiv (Abb. 12, Tab. 6 und 7).

Eine Analyse allein weicht von der Norm ab (Nr. 10 und 11). Bei ihr sind die Werte an TiO_2 , FeO , Fe_2O_3 , CaO und P_2O_5 anormal hoch. Die Integration zeigt hohe Gehalte an Magnetit, ganz anormale tiefolivgrüne Biotite und anormal hohe Apatitgehalte an. Wo das Ca steckt ist unklar, denn Feldspäte fehlen fast ganz und ein Kalkglimmer (Margarit) ist nicht nachweisbar. Diese Probe entstammt im Gegensatz zu dem übrigen verwendeten Material nicht dem Kam-

brositur, sondern den die Lydite begleitenden Gesteinen, also höheren Serien. Die Unterschiede in der Zusammensetzung sind also wahrscheinlich stratigraphisch bedingt.

Mit Ausnahme der Kalkphyllite und Kalksilikattfelse sind also die untersuchten kambro-ordovizischen Sedimente sehr einheitlich zusammengesetzt. Die Niggliwerte besetzen ein kleines Feld längs der Geraden Muscovit-Chlorit. Die Ca Gehalte sind sehr niedrig. Aus

Tab. 7. Niggliwerte der Phyllite und

	1.	2.	3.	4.	5.	6.	7.	8.
si	291	284	144	196	290	164	159	236
ti	3		2					
al	53	65	52	57	67	39	51	50
fm	24	18	30	28	15	50	36	36
c	—	—	0·8	—	—	—	—	—
alk	20	17	15	15	18	11	13	14
mg	0·26		0·49					
k	0·87							
T	33	48	37	42	49	28	38	36
T'	0	20	16	21	18	22	24	25

Chlorit-Sericit-Phyllite

1. Analyse 1. (Analytiker: Pötzl.)
2. Schliff 4169. Graphitschieferserie Kellermühle, dazu Analyse 1.
3. Analyse 2. (Analytiker: Pötzl.)
4. Schliff 1905. Phykodenserie. W. Steinwald. Dazu Analyse 2.
5. und 6. Schliff 1904. Phykodenserie. W. Steinwald. Teilintegration extremer Zusammensetzung.

Biotit-Sericit-Phyllite

7. Schliff 1899. Graphitschieferserie. W. Steinwald.
8. Schliff 1534. Phykodenserie. W. Steinwald.
9. Schliff 4211. Phykodenserie. N. Steinwald.

den Analysen ergeben sich hohe k-Werte und verhältnismäßig hohe alk-Werte. Es ist stets ein Überschuß von Al über die Zusammensetzung Muscovit-Biotit vorhanden.

Diese Zusammensetzung ist deutbar als Zusammensetzung schwach bis stark sandiger kalkfreier Tone. Die niedrigen Ca-Gehalte der Analysen lassen sich durch Adsorption geringer Ca-Mengen an Tonminerale und durch eine bescheidene Sedimentation Ca-haltiger Schwerminerale (Zoisit, Epidot) deuten. Veränderungen des Chemismus der Sedimente durch die Metamorphose sind bis zur Bildung der Ardalusit-Hornfelsglimmerschiefer nicht nachweisbar, wenn man von der geringfügigen und auch nur im Dünnschliff nachweisbaren Alkalisierung infolge der Verglimmerung der Andalusite absieht. Diesen Einfluß habe ich aber bei der Berechnung der Analysenwerte weitgehend ausgeschaltet.

Der Chemismus und die stoffliche Differenzierung der Sillimanithornfelse

Die wesentliche chemische Reaktion bei der Bildung der Sillimanithornfelse ist das Wachstum von Sillimanit und Feldspat auf Kosten von Muscovit:



Andalusithornfelsglimmerschiefer

9.	10.	11.	12.	13.	14.	15.	16.	17.
31	134	122	139	212	193	180	245	174
	7							
60	34	43	56	57	60	58	50	55
24	39	40	32	28	26	30	35	32
—	6	0·7	—	—	—	—	0·5	0·4
16	14	16	12	15	14	12	15	13
	0·24							
	0·92							
44	20	27	44	42	46	44	35	42
20	4	9	30	19	26	32	17	26

Andalusit-Hornfelsglimmerschiefer

- | | |
|--|--|
| 0. Analyse 3. (Analytiker: Pötl.) | 14. Schliff 4167. Phykodenserie. |
| 1. Schliff 4227. ? Gotlandium. Güttern.
Dazu Analyse 3. | Platten-Mühle. |
| 2. Schliff 1913. Phykodenserie.
NW Fuchsmühl. | 15. Schliff 1918. Phykodenserie.
NW Fuchsmühl. |
| 3. Schliff 1912. Phykodenserie.
W. Steinwald. | 16. Schliff 1920. Phykodenserie.
SE. Fuchsmühl. |
| | 17. Schliff 1529. ? Phykodenserie.
Wiesau. |

Da die Glimmer auch einen beträchtlichen Na-Gehalt besitzen können, bildet sich dabei auch Plagioklas. Gleichzeitig entsteht auch Cordierit und Granat, die aber mengenmäßig keine Rolle spielen.

Dabei tritt eine stoffliche Differenzierung ein. Sillimanitbiotit-reiche Lagen und Fläsern stehen Granitoiden und granoblastischen Quarz-Feldspatgeweben gegenüber. Diese Gewebe sind oft nicht scharf gegeneinander begrenzt, wurden aber doch, wo möglich, getrennt voneinander integriert. Die sillimanit- und biotitreichen Lagen entstanden aus der alten Zweiglimmerflaser, die Granitoide und granoblastischen Quarz-Feldspatgewebe aus Quarzgängen und Quarzitlagen.

Bei der Sillimanitblastese trat also eine Stoffsonderung in Al-reiche, alkaliarme Hornfelsgewebe und Al-arme, alkalireiche Quarz-

Feldspatgewebe ein. Keines dieser Teilgewebe entspricht in seiner Zusammensetzung dem Ausgangsmaterial, auch wenn die Summe des Gesamtchemismus unverändert geblieben sein sollte. Am deutlichsten läßt sich das für die Granitoide und die granoblastischen Quarz-Feldspatgewebe aufzeigen (Tab. 9 und 10, Abb. 13). Die dar-



Abb. 13 Sillimanit-(Cordierit)-Hornfelse: Projektion der darstellenden Punkte im Niggli-Tetraeder auf die Fläche $al-alk-fm$. $\otimes$ Analysen, $+$ Gesamtintegrationen, $\times$ Teilintegrationen der biotit- und sillimanitreichen Gewebe, $\circ$ Teilintegration eines stark plagioklasmetablastischen Gewebes, $\bullet$ Granitoide und granoblastische Quarz-Feldspatgewebe.

stellenden Pole dieser Gewebe im Niggli-Diagramm sind weit aus dem Gebiet der Phyllite gegen den Pol von Feldspat verschoben.

Auch die Hornfelsgewebe wurden in ihrer Zusammensetzung stark verändert. Dies geht aus dem Niggli-Diagramm allerdings nicht so klar hervor.

Zwar liegen die darstellenden Pole der Hornfelsgewebe am Al-reichen Rand des Gebietes der Phyllite. Jedoch mußten wir das Gebiet der Phyllite bei dieser Darstellung etwas weit ausdehnen, weil ja die Zusammensetzung der einzelnen Mineralien nicht genauer bekannt war und dadurch Fehler in die Umrechnung der Integrationen auf chemische Analysen hineinkommen.

Deutlich wird die Anreicherung von Al in den Hornfelsgeweben jedoch dann, wenn wir die Volumina der bei der Metamorphose entstehenden Reaktionsprodukte Sillimanit + Andalusit und Feldspäte miteinander vergleichen.

Nach Gleichung (3) müßten aus 2·8 Volumteilen Muscovit 1 Raumteil Sillimanit und 1·8 Raumteile Kalifeldspat entstehen. Tatsächlich entsteht aber in den Hornfelsgeweben erheblich weniger Feldspat (Tab. 8), wobei wir noch berücksichtigen müssen, daß ein Teil dieses Feldspats sicher jünger ist wie Sillimanit und bei späteren metablastischen Vorgängen unter Alkalizufuhr entstand (siehe auch beschreibender Teil dieser Arbeit). Zwar hatten die Phyllite bereits einen Al-Überschuß über die Zusammensetzung Muscovit-Biotit, dieser kann jedoch nicht groß genug gewesen sein, um die beachtlichen Unterschiede zwischen dem nach der Reaktionsgleichung (3) zu erwartenden Verhältnis Sillimanit : Feldspat = 1 : 1·8 und dem tatsächlich beobachteten Verhältnis Sillimanit : Feldspat zu erklären.

Tab. 8. Vergleich der Gehalte an Sillimanit + Andalusit und an Feldspäten in den Sillimanithornfelsen

Schliff-Nr.	Volumprocente		Verhältnis b/a
	Sillimanit + Andalusit a	Feldspäte b	
. Sillimanit- und biotitreiche Gewebe			
637	29·6	6·2	0·21
634	23·8	16·8	0·70
633	16·0	3·8	0·25
. Gesamtschliffe			
632	21·1	21·7	1·04
634	15·2	22·3	1·47
638	15·6	23·4	1·50
630	14·6	27·4	1·88
637	11·2	28·5	2·55

Für das Gesamtgewebe der Sillimanithornfelse, also Hornfelsgewebe + Granitoide lassen sich dagegen keine Stoffverschiebungen gegenüber den Phylliten nachweisen. Die darstellenden Pole der Gesamtintegrationen der Hornfelse im Dreieck al-alk-mg fallen in das Gebiet der Phyllite; und das Verhältnis Sillimanit : Feldspat liegt nicht allzustark unter 1 : 1·8 wie es nach der Gl. (3) zu erwarten war.

Damit führt die Metamorphose der Sillimanit-Hornfelse zu Stoffveränderungen, die einer vorgegebenen stofflichen Differenzierung in SiO₂-reiche Lagen (Quarzitlagen bzw. Quarzgänge) und Al-Alk-reiche Lagen (Zweiglimmerflaser) ein neues Gesicht verleiht: Aus Quarzgängen und Quarzitlagen bilden sich Quarz-Feldspatgewebe. Aus der Zweiglimmerflaser Biotit-Sillimanitgewebe. Die pauschale Zusammensetzung wurde dabei nicht nachweisbar verändert.

Da die Granitoide der Sillimanithornfelse aus Quarzgängen hervorgegangen sind und so ursprünglich nahezu Al-frei waren, kann die alte Zweiglimmer

Tab. 9. *Sillimanit-(Cordierit-)Hornfelse: Analysen und Umrechnungen des Mineralbestandes*

	1.	2.	3.	4.	5.	6.	7.	8.	9.	10.	11.	12.	13.	14.	15.	16.
SiO ₂	49.7	60.7	54.0	60.7	55.3	48.7	50.4	59.1	65.7	58.4	52.1	86.8	70.9	63.1	46.1	61.1
TiO ₂	1.5	1.2	0.5	1.1	0.4	0.6	0.8	0.4	0.4	0.5	0.4	—	—	0.3	0.6	0.4
Al ₂ O ₃	30.7	21.3	27.7	19.7	26.6	34.5	26.0	13.7	61.1	23.1	31.3	6.7	16.5	23.5	24.2	23.8
Fe ₂ O ₃	1.3	1.4	2.4	1.9	1.9	1.4	1.3	0.8	0.6	1.1	1.5	0.2	0.2	1.1	7.8	0.6
FeO	4.8	5.6	3.9	6.4	4.8	3.8	5.2	3.3	2.6	3.7	3.1	0.7	0.5	2.2	8.2	2.8
MgO	1.7	2.1	3.6	2.3	4.8	4.1	5.6	3.3	2.8	4.0	3.0	1.0	0.5	2.3	5.2	3.1
MnO	0.1	0.1	—	0.5	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
CaO	0.4	0.4	0.1	0.2	0.1	0.1	0.4	0.2	0.4	0.2	0.1	0.1	0.4	0.3	—	0.1
K ₂ O	5.5	4.2	6.1	3.4	3.7	4.0	6.0	7.5	8.5	6.3	5.6	3.9	8.6	5.0	6.4	6.1
Na ₂ O	2.0	1.3	0.6	0.8	0.8	1.1	2.3	1.2	2.3	1.5	1.3	0.4	2.1	1.1	0.4	1.0
H ₂ O	2.2	2.0	1.1	2.7	1.6	1.7	2.0	0.5	0.6	1.2	1.5	0.2	0.3	1.1	1.1	1.0
P ₂ O ₅	0.2	0.1	—	1.0	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
S	Sp.	Sp.	—	Sp.	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—

Tab. 10. *Nigglwerte der Sillimanit-(Cordierit-)Hornfelse*

	1.	2.	3.	4.	5.	6.	7.	8.	9.	10.	11.	12.	13.	14.	15.	16.
si	137	226	181	229	169	142	144	309	269	193	169	942	374	257	118	234
ti	4	3	—	2	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
al	56	44	49	47	53	59	43	36	39	48	58	43	52	57	38	53
fm	22	41	41	33	33	30	39	37	28	33	26	25	6	25	42	28
c	1	0.7	0.4	1.5	0.3	0.3	1.2	1	2	1	0.4	1	2	1	8	0.5
alk	17	11	10	15	14	11	17	26	31	18	16	31	40	17	12	18
mg	0.34	0.32	—	0.35	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
k	0.63	0.73	—	0.68	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
T	37	33	39	31	39	48	26	10	8	30	43	12	12	30	35	35
T'	13	14	36	14	22	36	5	20	—15	5	19	—45	—74	16	19	8

flaser nicht nur Alkalien verloren haben. Zugleich mit den Alkalien muß vielmehr auch noch Aluminium aus der Zweiglimmerflaser abgewandert sein, das zur Bildung der Feldspäte im Quarz-Feldspatgewebe verbraucht wurde, wenn diese Umsetzungen ohne Zuführen von außen abliefen. Die Biotit-Sillimanitflaser ist also ein Restbestand der alten Zweiglimmerflaser und die Reaktion (1) auf zwei Stufen zustande gekommen.

In der alten Zweiglimmerflaser entstand Sillimanit aus Muscovit, wobei wahrscheinlich Alkalialumosilikatlösungen frei wurden. Diese Lösungen wanderten ab und führten in geeignetem chemischem Milieu, nämlich dort, wo Quarz vorhanden war, zur Neubildung von Feldspäten.

Das Ausmaß der Entalkalisierung der Hornfelsflaser ist noch gering. Ein beträchtlicher Muscovitgehalt konnte sich über die Metamorphose hinwegretten. Der Cordieritgehalt ist gering und zur Bildung von Spinell, wie er in Hornfelsen des Leuchtenberger Granits vorkommt, ist es gar nicht gekommen.

Auch hier ist eine Probe aus der Nähe der gotlandischen Lydito anomal zusammengesetzt (Nr. 15, Tab. 10).

Die Stoffzufuhren bei den granitisierten Sillimanithornfelsen (Metablastite und Syntektite)

Die starke Feldspatisierung der granitisierten Sillimanithornfelse kann auf zwei Wegen zustande gekommen sein:

1. Durch Zufuhr von Feldspatsubstanz,
 2. Durch Zufuhr von Alkalien und Umwandlung von Sillimanit in Feldspäte,
- oder auf beiden Wegen.

Dabei läßt sich die Umwandlung von Sillimanit in Feldspäte unmittelbar nachweisen. Es ist im beschreibenden Teil gezeigt worden, daß Sillimanit in den granitisierten Hornfelsen immer mehr aufgebraucht wird und daß bei diesem Prozeß Kalifeldspat

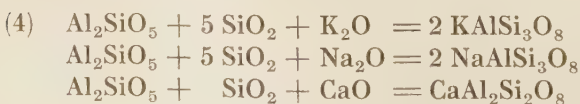
-
1. Analyse 4. Graphitschieferserie. N. Lengenfeld. Analytiker: Pötzl.
 2. Analyse 5. Graphitschieferserie. N. Manzenberg. Analytiker: Pötzl.
 3. Schliff 5632. Graphitschieferserie. N. Manzenberg. Dazu Analyse 5.
 4. Analyse 6. Graphitschieferserie. N. Manzenberg. Analytiker: Pötzl.
 5. Schliff 5633. Graphitschieferserie. N. Manzenberg. Dazu Analyse 6.
 6. bis 10. Schliff 5637. Graphitschieferserie. N. Manzenberg.
 6. Sillimanit- und biotitreiche Hornfelsgewebe.
 7. Biotitreiches, plagioklasmetablastisches Hornfelsgewebe.
 8. Granitoid.
 9. Granoblastisches Quarz-Feldspatgewebe.
 10. Gesamtschliff.
 11. bis 14. Schliff 5634. Graphitschieferserie. N. Manzenberg.
 11. Sillimanit- und biotitreiche Hornfelsgewebe.
 12. Granitoid.
 13. Granoblastisches Quarz-Kalifeldspatgewebe.
 14. Gesamtschliff.
 15. Schliff 5638. ? Gotlandium. Güttern.
 16. Schliff 5630. Graphitschieferserie. N. Manzenberg.

und Plagioklas neu entsteht. Dementsprechend bleibt das Verhältnis der Werte al/fm in den granitisierten Hornfelsen von der gleichen Größenordnung, wie in den nicht granitisierten Hornfelsen, während die alk -Werte stark ansteigen. Dies spricht deutlich dafür, daß die Granitisierung der Hornfelse *im wesentlichen unter Zufuhr von Alkalien und nicht von Feldspatsubstanz erfolgte*.



Abb. 14. Syntektite und mit diesen vergesellschafteter plagioklasmetablastischer Quarzit: Projektionen der darstellenden Punkte im Niggli-tetraeder auf die Fläche $al-alk-fm$. Das Feld der Phyllite ist strichliert umgrenzt. + Syntektite, o plagioklasmetablastischer Quarzit.

Diese Zufuhr von Alkalien macht sich im Niggli-Diagramm dadurch bemerkbar, daß die Werte der granitisierten Hornfelse in einem Bereich liegen, der zwischen dem der Phyllite und dem alk -Pol liegt und nicht etwa zwischen dem Bereich der Phyllite und dem darstellenden Punkt der Feldspäte (Abb. 14). Zur Feldspatisierung der Hornfelse wurden also im wesentlichen nur Alkalien benötigt und sie erfolgte durch Reaktion von Sillimanit mit den Alkalien nach:



Die Beschränkung der Granitisierung der Hornfelse auf verhältnismäßig quarzreiches Ausgangsmaterial beruht vielleicht darauf, daß bei all diesen Reaktionen ziemlich viel SiO_2 verbraucht wird.

Tab. 11. *Syntektite: Umrechnungen der Integrationen*

	1.	2.	3.	4.	5.	6.	7.	8.	9.	10.
SiO_2	82.9	84.1	77.5	75.2	78.1	63.7	72.2	72.1	55.5	62.6
TiO_2	0.2	0.3	0.2	0.2	0.2	0.4	0.2	0.2	0.6	0.4
Al_2O_3	8.8	7.3	13.2	15.1	11.0	21.4	15.5	14.2	23.9	19.7
Fe_2O_3	0.4	0.7	0.5	0.5	0.6	0.9	0.4	0.3	1.0	0.7
FeO	1.5	1.4	1.4	1.9	1.5	2.6	1.5	1.9	4.2	3.1
MgO	1.7	0.3	1.4	2.0	1.5	2.8	1.5	2.0	4.6	3.5
CaO	0.8	1.0	0.8	0.7	1.0	0.1	0.2	0.1	0.3	0.2
K_2O	1.6	1.0	2.5	2.1	3.8	5.8	7.0	8.1	6.3	7.0
Na_2O	1.8	2.3	2.1	1.7	1.9	1.1	1.1	0.5	2.2	1.7
H_2O	0.3	0.6	0.3	0.6	0.4	1.2	0.4	0.6	1.4	1.1

1. Schliff 5629 b. Plagioklasmetablastischer Quarzit.

2. Schliff 5629 c. Plagioklasmetablastischer Quarzit.

4. Schliff 5629 c. Syntektit.

3. Schliff 5629 b. Syntektit.

5. Schliff 5629 a.

6. Schliff 5628 a.

7. Schliff 5628 b.

8. Schliff 5623. Teilintegration.

9. Schliff 5623. Teilintegration.

10. Schliff 5623. Summe.

Alle Proben entstammen dem Steinbruch am Foß-Bühl N. Manzenberg.

Tab. 12. *Niggliwerte der Syntektite*

	1.	2.	3.	4.	5.	6.	7.	8.	9.	10.
si	635	732	481	428	510	261	384	381	178	245
al	41	39	49	51	42	51	48	44	44	45
fm	31	31	23	28	24	29	21	25	35	31
c	7	9	5	4	7	1	1	1	1	1
alk	21	21	23	17	27	19	30	30	20	23
T	20	18	26	38	15	32	18	14	24	22
T'	-12	-14	-12	8	-27	4	-35	-38	-4	-11

Der Mechanismus dieser Reaktionen läßt sich wohl in der folgenden Weise auffassen:

Im System Al_2O_3 - SiO_2 - K_2O sind es die feldspat- und quarzreichen Phasengemege, welche die niedrigsten Schmelzpunkte besitzen. Die Systeme mit Sillimanit (bzw. im Experiment mit Mullit) haben stets höhere Schmelzpunkte. Infolgedessen sind in einem offenem System Feldspat-Quarz-Schmelzen nicht mit sillimanitreichen Phasengemengen im Gleichgewicht. Ist ein Alkalispeicher

in der Nähe (Granit), so müssen von diesem her Alkalien in dieses System einwandern und zur fortlaufenden Feldspatbildung auf Kosten von Sillimanit führen.

Dies erklärt auch, warum wohl die Sillimanithornfelse granitisiert wurden, nicht jedoch die Andalusit-Muscovit-Hornfelsglimmerschiefer. Denn, wo diese im Dach des Granits sich bilden, ist stets auch Muscovit im Granit stabil. Es kann hier allenfalls Muscovit aus Andalusit neu gebildet werden und es ist selbstverständlich nicht zu entscheiden, ob die gerade in Kontaktnähe intensivere Muscovitisierung (nicht Sericitisierung!) des Andalusits bereits während der Erstarrung der granitischen Schmelze und nicht erst pneumatolytisch erfolgte.

Wir müssen damit den Kontakt zwischen dem Falkenberger Granit und Sillimanithornfelsen als Grenze betrachten, welche zwei Systeme mit vorwiegend inerten (Al, Mg, Fe) und mobilen (K, Na, Ca, H₂O) Komponenten voneinander trennt. Es wandern dann die mobilen Komponenten in Richtung des chemischen Potentials. Da, wie bereits erwähnt, die Reaktion Sillimanit + Quarz + Alkalien → Feldspat bei den Temperaturen der Graniterstarrung auf jeden Fall nach rechts verläuft, wandern also die Alkalien und z. Teil auch Kalzium in die Hornfelse.

Über die Temperaturen bei der Syntexis geben die Angaben von *Roy und Tuttle* (1956) und *Winkler* (1958) annähernd Auskunft. *Winkler* konnte in illitischen Tönen bei Zugabe von 4·8% NaCl bei 620° C und 2000 Atm Wasserdampfdruck Quarz-Alkalifeldspat-schmelzen erzeugen. Bei höheren Temperaturen bildete sich auch Kalifeldspat und bei 675° C bildeten sich Quarz-Alkalifeldspat-Plagioklassschmelzen. Da der Wasserdampfdruck im Falkenberger Granit um oder etwas unter 2000 Atm gelegen haben muß (siehe Abb. 11), dürfen wir annehmen, daß die Syntexis in seinem Kontakt unter sehr ähnlichen Bedingungen stattfand.

Aus dem Institut für Petrographie an der Universität München

Untersuchungen zum Mechanismus von Blastesis und Syntexis in Phylliten und Hornfelsen des südwestlichen Fichtelgebirges

Teil II. Die Umprägung des Mineralbestandes und des Gefüges

b) Der Mechanismus der blastischen und syntektischen Vorgänge

Von

Erich Dimroth, München

Mit 22 Textabbildungen

(Eingegangen am 14. Februar 1961)

Die Umprägung der Gefüge

	Seite
1. <i>Keimbildung und Wachstumsvorgang von Biotit</i>	476
Die Regelung der Glimmer in bezug auf das Grundgewebe	476
Die Beziehungen zwischen der Kornfläche und der Winkeldivergenz φ (001)Bi ∇ (001)Sc	478
Die Beziehungen zwischen der Kornform und der Winkeldivergenz φ (001)Bi ∇ (001)Sc	479
Die Keimbildung und der Wachstumsvorgang von Biotit	480
2. <i>Die Regelung und Regelungsauflockerung bei den Glimmern</i>	481
Die statistische Regelung der Glimmer	481
Die Streuung des Äquatorabstands der Glimmer in den Phylliten	482
Die Streuung des Äquatorabstands der Glimmer in den Andalusit-Horn- felsglimmerschiefern	486
Die Streuung des Äquatorabstands von Glimmern in den Sillimanit- (Cordierit-)Hornfelsen	492
Die Streuung des Äquatorabstands von Biotit in den Syntektiten	493
Die räumliche Homogenität der Regelung der Syntektite	494
Der Vorgang der Regelungsauflockerung bei der statischen Metamorphose	495
3. <i>Die Wachstumsfelderung von Andalusit</i>	497
4. <i>Die räumlichen Beziehungen während der Blastese und die Umlagerungen in Syntektiten</i>	500
Die Beziehungen der Porphyroblasten zum Grundgewebe	500
Die Zirkonverteilung in Phylliten und im Hornfelsglimmerschiefer	501

Die Zirkonverteilung in den Sillimanithornfels	503
Die Zirkonverteilung in den Syntektiten	507

Deutung und Erörterung der Ergebnisse

Keimbildung und Keimregelung	514
Die Platznahme des wachsenden Kristalloblasten	515
Die Volumenverhältnisse bei der Blastese	515
Die Ortsstellung der Kristalloblasten	516
Verdrängungsgeschwindigkeiten und metamorphe Differentiation	516
Der Nachweis von Verflüssigungen im Gesteinsgefüge	516
Wachstumsregelung und -Entregelung	517

Zusammenfassung zu Teil IIa und IIb

Literatur zu Teil II	521
--------------------------------	-----

Die Umprägung der Gefüge

1. Keimbildung und Wachstumsvorgang von Biotit

Die Regelung der Glimmer in bezug auf das Grundgewebe

Die Regelung der Glimmer in bezug auf das Grundgewebe ergibt Anhaltspunkte für die Bedingungen der Kristallkeimbildung.

Zu diesem Zwecke wurden in para- und postkristallin durchbewegten Glimmerschiefern und im noch chloritführenden Hornfelsglimmerschiefer (andalusitfrei, nicht postkristallin durchbewegt) jeweils die Winkel von (001) Biotit gegen (001) des (umgebenden oder verdrängten) Sericits vermessen und in der Häufigkeitsverteilung der Winkeldivergenzen untersucht. Die Ergebnisse wurden qualitativ an dem übrigen vorliegenden Material nachgeprüft.

Wo die Lage von Flächen gegenüber der B-Achse definiert werden sollte, beziehen sich die Angaben stets auf die Pole. (001)_{Bi} $\perp$ B bedeutet also, daß die Pole der Biotitbasflächen auf einem Gürtel um B liegen, was im übrigen hier stets der Fall war. Die Ergebnisse sind in Abb. 15 dargestellt. Es ergab sich:

Parakristallin durchbewegter Biotit: Maximum von (001) Bi in (001) Sc. Die mittlere Abweichung des Winkels (001) Bi $\angle$ (001) Sc ist von gleicher Größenordnung, wie die mittlere Winkeldivergenz (001) Sc $\angle$ (001) Sc benachbarter Seritschuppen (bis 10°).

Nur qualitativ festgestellt, nicht vermessen wurde: Das Maximum des Winkels von (001) von Chloritafeln mit (001) Sc liegt bei hohen Werten (zwischen 60° und 90°). Die Chlorite wurden gefaltet und dabei gegen (001) Sc rotiert, so daß sich ihre ursprüngliche Winkeldivergenz (001) Sc nicht mehr bestimmen läßt. Ihr Maximum muß jedoch ebenfalls bei sehr hohen Winkeln gelegen haben.

Postkristallin durchbewegter Biotit: Maximum der Winkeldivergenz (001) Bi $\angle$ (001) Sc bei hohen Winkeln, ein Untermaximum bei 0°. (001) Bi liegt $\perp$ B. Die Biotite wurden zum Teil noch gefaltet und zerschert, jedoch nicht mehr in ihre Orientierung gegenüber dem Grundgewebe verändert. Infolge der Rotation ist die mikroskopisch deutliche Beziehung von Biotit zu Scherflächen im Gefügediagramm verloren gegangen.

Biotit aus andalusitfreiem Hornfelsglimmerschiefer: Maximum der Pole von (001) Bi $\angle$ (001) Sc bei hohen Winkeln. Die Pole (001) Bi liegen $\perp$ B. Keine Rotation während oder nach der Blastese. Dadurch deutliche Beziehung des Ortes und der Lage des Biotits zu jüngeren (hOk) Scherflächen sowohl im

Schliffbild nachweisbar, als auch im Gefügediagramm ablesbar. Der einzelne Biotitkristall ist zwar in der Regel an solche Scherflächen gebunden, braucht aber nicht mit (001) Bi ihnen parallel zu liegen.

Es kann also (001) Biotit parallel oder in beliebigen Winkeln zu (001) des verdrängten Materials liegen. Im letzteren Falle läßt sich stets noch ein Zusammenhang mit Scherflächen nachweisen, welche auf Biotit hinzielen und somit den Ansatzpunkt zu dessen Bildung gaben, während das verdrängte Gewebe eine ganz andere Lage besitzt.

Dabei bildet Biotit stets die jüngsten Strukturen ab, welche sich im sericitischen Gewebe in den meisten Fällen noch gar nicht ausgewirkt haben. Der in Fortsetzung solcher, — in der umgebenden Sericitfaser nur angedeuteten — Scherflächen gewachsene Biotit braucht aber keineswegs mit (001) in diese eingewachsen zu sein, sondern kann um einen mehr oder weniger großen Winkel um B aus dieser rotiert sein.

Während die Beobachtungen am Biotit (nicht am Chlorit!) der parakristallin durchbewegten Glimmerschiefer noch als Abbildungskristallisation nach der „Wegsamkeit“ (Sander, 1952) deutbar sind, ist diese Möglichkeit in den anderen Fällen verschlossen. Es bleibt vielmehr nur die Annahme, daß entlang gewisser tektonischer Flächen um B rotierte und teilweise in diese einrotierte Kristallkeime existieren, von welchen das Biotitwachstum ausgeht. Der Natur der Sache nach können dies nur stark im Güter gestörte Sericitschuppen sein, die so klein sind, daß sie in der Sericitfaser noch nicht sichtbar werden. Wenn dieser Mechanismus aber an den posttektonisch gebildeten Biotitporphyroblasten wirksam ist,

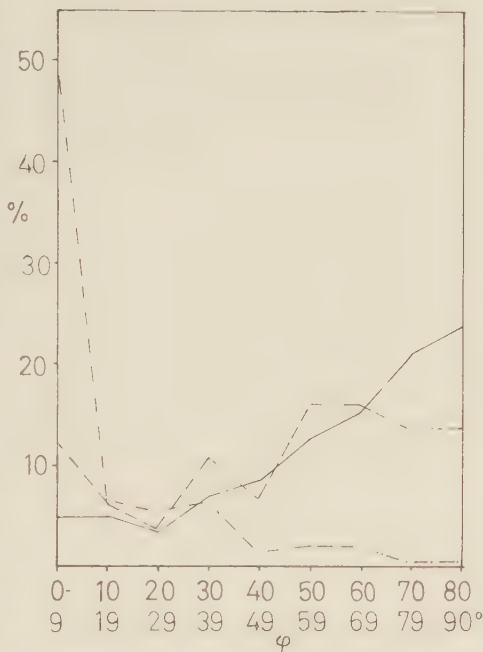


Abb. 15. Häufigkeitsverteilung der Winkeldivergenz φ (001) ... (001) ... Strichpunktiert: Schliff 1534. Phykodenserie, Westlicher Steinwald. Parakristallin deformierter Biotit. Strichliert: Schliff 1899. Graphitschieferserie, Nordwestlicher Steinwald. Biotit postkristallin deformiert. Ausgezogen: Schliff 421. Phykodenserie, Nördlicher Steinwald. Biotit nicht deformiert.

so gilt er erst recht bei den paratektonischen Neubildungen. Denn hier müssen solche im Kristallgitter beschädigte Hellglimmer in großer Zahl vorgelegen haben. Daß hier dann die Biotite parallel des im gleichen Akt entstandenen Sericit-S aufsproßten, ist nur selbstverständlich.

Die Beziehungen zwischen der Kornfläche und der Winkeldivergenz φ $(001)_{\text{Bi}} \angle (001)_{\text{Se}}$

Weitere Aufschlüsse bieten die Beziehungen zwischen Kornfläche und Kornform und der Winkeldivergenz φ $(001)_{\text{Bi}} \angle (001)_{\text{Se}}$. Als

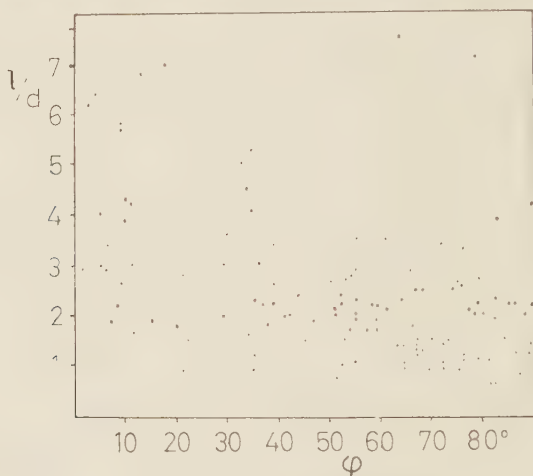


Abb. 16. Abhängigkeit von l/d von Biotit von der Winkeldivergenz φ $(001)_{\text{Bi}} \angle (001)_{\text{Se}}$. Schliff 1899.

Maß der Kornfläche benutzen wir das Produkt der mittleren Länge l (001) , die mittlere Dicke d $\perp$ (001) und die Winkeldivergenz φ von (001) des Biotits gegenüber dem verdrängten Gewebe gemessen. Aus den zusammengehörenden Werten von φ und ld wurde der Korrelationskoeffizient berechnet. Der Korrelationskoeffizient ergibt ein Maß für die Stärke des Zusammenhangs zwischen zwei statischen Größen. Er ist 0, wenn ein solcher Zusammenhang nicht besteht und wird ± 1 bei linearer Abhängigkeit der verglichenen Größen. Durch statistische Zufälligkeiten kann ein bestimmter Korrelationskoeffizient vorge-
täuscht werden. Der Korrelationskoeffizient muß also eine bestimmte, von der Anzahl der Wertpaare abhängige Größe erreichen, um eine Korrelation tatsächlich nachzuweisen. Wir geben deshalb in der Tabelle auch den Zufallsbereich ($= 3 \sigma$ -Bereich) an.

Es ergab sich, daß eine Korrelation zwischen der Kornfläche ld und der Winkeldivergenz nicht nachweisbar ist.

Korrelation der Kornfläche ld und der Winkeldivergenz φ

Schliff-Nr.	Zahl der Biotite	Korrelationskoeffizient	Zufallsbereich
1899	131	+ 0·047	$\pm$ 0·259
4211	121	+ 0·199	$\pm$ 0·270

Bei der qualitativen Durchsicht der vergleichbaren Dünnschliffe war ebenfalls keine Abhängigkeit zwischen der Kornfläche von Biotit und seiner Lage zum Grundgewebe sichtbar. Dieser Befund spricht ebenfalls eindeutig gegen eine Abbildungskristallisation von Biotit nach der „Wegsamkeit“.

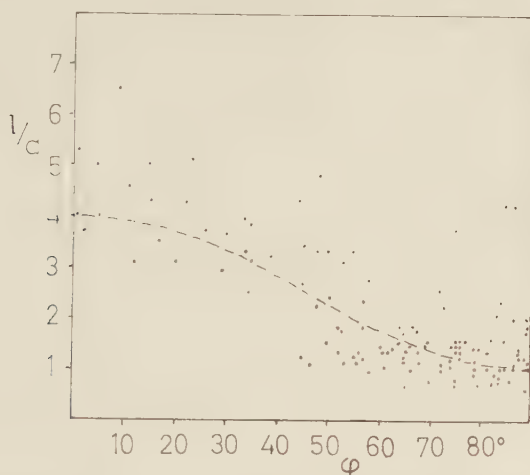


Abb. 17. Abhängigkeit von $1/d$ von Biotit von der Winkeldivergenz φ $(001)_{Bi} \rightarrow (001)_{Se}$. Schliff 4211. Eingetragen ist die Kurve: $3 \cos^2 \varphi + 1$.

Die Beziehungen zwischen der Kornform und der Winkeldivergenz φ $(001)_{Bi} \rightarrow (001)_{Se}$

Während die Kornfläche also nicht von der Orientierung des wachsenden Kristalls gegenüber dem verdrängten Material abhängt, ist die Kornform deutlich von dieser abhängig. Als Maß der Kornform definieren wir hier den Quotienten l/d aus der mittleren Länge l der Biotite parallel und ihrer Dicke d senkrecht zur Basis. Die Stärke der Korrelation zwischen l/d und φ ist dabei sehr verschieden, jedoch erreicht der Korrelationskoeffizient in jedem Falle Werte, die über der Zufallsgrenze liegen. (In der Tat wurde der Schliff 1899 untersucht in der Erwartung, daß eine solche Korrelation fehlen würde; dies war aber nicht der Fall.) Dadurch, daß die Korrelation zwischen l/d und φ nicht linear ist, sinkt der Korrelationskoeffizient natürlich etwas (siehe Abb. 16 und 17).

Auch diese Korrelation wurde an den anderen Dünnschliffen qualitativ nachgeprüft.

Korrelation zwischen Kornform l/d und Winkeldivergenz φ

Schliff-Nr.	Zahl der Biotite	Korrelationskoeffizient	Zufallsbereich
1899	131	— 0·470	$\pm 0\cdot259$
4211	121	— 0·828	$\pm 0\cdot270$

Am Beispiel des Schliffes 4211 läßt sich zeigen, daß die Korrelation zwischen l/d und φ nicht linear ist. Der Mittelwert des Quotienten l/d folgt hier etwa der Gleichung $3 \cos^2 \varphi + 1$. Ob ein ähnlicher Zusammenhang auch bei Schliff 1899 besteht, läßt sich statistisch nicht sichern (Abb. 17). Auf die Folgerungen aus diesem Zusammenhang soll weiter unten eingegangen werden.

Die Keimbildung und der Wachstumsvorgang von Biotit

Die Bildung der Biotitkeime setzt bevorzugt an den Stellen an, an denen das sericitische Gewebe gestört war. Die Regelung der Biotitporphyroblasten ist allein abhängig von der Regelung der gestörten Sericite und unabhängig von der Regelung des verdrängten Materials. Da sich in anderen Fällen auch im ungestörten Sericit Biotitporphyroblasten bilden können, muß also die Biotitbildung an gittergestörten Sericiten energetisch begünstigt sein und somit an diesen bei tieferen Temperaturen einsetzen.

In den beiden untersuchten Beispielen ist noch Chlorit neben Biotit vorhanden. Dieser Chlorit ist älter als Biotit und schuppenförmig mit Sericit verwachsen. Jüngere, tafelförmige Querschlorite fehlen. Die Biotitblastese ist also nicht zu Ende geführt worden, die heutigen Kornformen entstanden bei der Neubildung von Biotit auf Kosten von Chlorit und Sericit und veränderten sich später nicht mehr. Deshalb dürfen wir die mittleren Wachsgeschwindigkeiten von Biotit $\parallel$ (001) und $\perp$ (001) als proportional ihrer mittleren Ausdehnung in diesen Richtungen annehmen. Damit folgt aus den Messungen, daß das Produkt der mittleren Wachsgeschwindigkeiten von Biotit parallel und senkrecht zur Basis unabhängig von der Lage des Biotits ist, während die Wachsgeschwindigkeiten selbst von dieser abhängen. Bezeichnen wir die mittleren Wachsgeschwindigkeiten mit v , so ist also:

$$\bar{v} \parallel (001) \text{ Bi} \cdot \bar{v} \perp (001) \text{ Bi} = \text{const}$$

$$\frac{\bar{v} \parallel (001) \text{ Bi}}{\bar{v} \perp (001) \text{ Bi}} = F(\varphi)$$

wobei für den Schliff 4211 $F(\varphi) = 3 \cos^2 \varphi + 1$.

Lösen wir diese Gleichungen nach den mittleren Wachsgeschwindigkeiten auf, so erhalten wir für den Schliff 4211:

$$\bar{v}_{\parallel (001) \text{ Bi}} = \text{const} \times \sqrt{3 \cos^2 \varphi + 1}$$

$$\bar{v}_{\perp (001) \text{ Bi}} = \frac{\text{const}}{\sqrt{3 \cos^2 \varphi + 1}}$$

Veranschaulichen wir uns einmal die Bedeutung dieser Aussagen. Die Kornfläche der Biotite ist unabhängig von ihrer Lage zum verdrängten Material. Da wir die mittleren Durchmesser der Biotite nach den oben angeführten Gründen als proportional den mittleren Wachsgeschwindigkeiten annehmen dürfen, ist also der Zuwachs der Biotite in der Zeiteinheit unabhängig von ihrer Lage zum Grundgewebe.

Die Form der Biotite ist dagegen von ihrer Lage zum verdrängten Gewebe abhängig. Biotite, deren Basis parallel (001) des verdrängten Sericits liegt, sind langtafelig, Biotite, deren Basis $\perp$ zu (001) des verdrängten Sericits liegt, sind dicktafelig.

Die Lage der Biotite gegenüber dem Grundgewebe bestimmt also nur das Verhältnis der Wachsgeschwindigkeiten der verschiedenen Biotitflächen.

Es gibt also zumindest in den untersuchten Fällen keine ausgezeichnete Lage für die Biotite, in der sie einen besonders großen Volumenzuwachs erfahren würden. Damit entfällt aber jeder Hinweis auf eine Keimauslese, denn eine Keimauslese kann beim Wachstum von Biotit ja nur dann stattfinden, wenn Biotite bestimmter Lage besonders schnell wachsen.

Dies bestätigt die Aussage, daß die Biotitregelung als Keimregelung angelegt und nicht mehr durch eine Wachstumsauslese modifiziert wurde. In diesen Fällen kann man also von einer Abbildungskristallisation nach der „Wegsamkeit“ allenfalls in bezug auf die räumliche Verteilung der Biotite sprechen, nicht aber in bezug auf ihre Regelung.

2. Regelung und Regelungsauflockerung bei den Glimmern

Die statistische Regelung der Glimmer

Mit ganz wenigen Ausnahmen erwiesen sich die Glimmerschiefer und Hornfelse im untersuchten Bereich als einfache B-Tektonite, zum Teil übergehend in S-Tektonite. Die aus Gesteinen östlich des Steinwalds gemessenen Glimmer waren zum Teil komplizierter geregelt. Solche Diagramme wurden im allgemeinen nicht zu genetischen Schlüssen verwendet.

Der Regelungsgrad der Glimmertektonite ist recht verschieden, steht aber in gesetzmäßiger Beziehung zur tektonischen und blastischen Geschichte des betrachteten Gesteinsbereichs.

Die Regelung der pneumatolytisch gebildeten Muscovite ist heterogen. Neben Glimmern mit gleicher Regelung, wie im umgebenden Gewebe, sind autonome Regelungen vor allem bei Glimmern nach Andalusit und Feldspäten verbreitet.

Im folgenden soll der „Regelungsgrad“ einer großen Anzahl sehr verschiedener Glimmerdiagramme verglichen werden. Dabei erwies es sich als günstig die „Weite“ der Gürtel um B als Maß des „Regelungsgrades“ zu benutzen, ohne die Stärke und Verteilung der einzelnen Maxima im Gürtel um B zu berücksichtigen.

Als Maß des b-axialen Regelungsgrades benutzen wir die Streuung s der Gaußschen Verteilung des Äquatorabstands der eingemessenen Glimmpole, wie sie im ersten Teil dieser Arbeit definiert wurde. Die im folgenden auftretenden Definitionen und das mathematische Formelwerk wurden dort dargestellt. Ein Teil der hier ausgewerteten Gefügediagramme wurde dort abgebildet. Neben der Streuung s wurden in den Tabellen auch die Größen J_1 , J_2 und J_3 angegeben, die bei der Berechnung der Lage der B-Achse auftreten und ebenfalls zahlenmäßige Ausdrücke für die Form des Gefügediagramms sind.

Die Streuung des Äquatorabstands der Glimmer in den Phylliten (Tab. 13)

Die Streuung des Polabstands der Glimmer in den Phylliten hängt deutlich von zwei Eigenschaften ab:

1. Von der Zusammensetzung: mit steigendem Quarzgehalt zunehmende Streuung (abnehmende Regelungsschärfe).
2. Von der Struktur des Hellglimmergewebes: einheitliche Sericitfaser bedingt sehr scharfe Regelung der in ihr sprossenden Großglimmer. Großglimmer in feinschuppigen diablastischen Hellglimmergewebe besitzen wesentlich geringere Regelungsschärfe.

Ein Beispiel für den Einfluß des Quarzgehaltes ist Schliff 1534. Hier wurden quarzreiche Faltenbögen zerschert und durch Gleichflatschen eines $\pm$ einheitlichen Hellglimmergewebes getrennt. Während die Glimmer im einheitlichen Sericitgewebe sehr straff geregelt sind, ist das b-axiale Glimmergefüge innerhalb der quarzreichen Teile der Faltenbögen aufgelockert; es hat also größere Streuung des Polabstandes.

Die lockere Regelung von Glimmern im quarzreichen Material beruht wohl einfach darauf, daß die als Aufwachswand dienenden Sericite das Zement zwischen den Quarzen bildeten und dadurch

von vorneherein schwächer geregelt waren, als die Sericite der Flaser. Die Biotite übernehmen hier also nur die an sich schon weniger scharfe Regelung des Sericits.

Beispiele für äußerst scharfe b-axiale Regelung von Biotit und Muscovitporphyroblasten in der einheitlichen Sericitflaser sind die Diagramme 1899, 1534 a und 4211 a und c (Tab. 13). Es spielt

Tab. 13. Hauptstreuungen von Glimmern in Phylliten

Schliff-Nr.	s	J ₁	J ₂	J ₃
1899. Quarzarmer Phyllit, Graphitschieferserie. W. Steinwald.				
a) Biotit der Grundmasse	0°20	0°040	0°340	0°620
b) Biotit an jüngeren Scherflächen	0°20	0°040	0°31	0°65
c) Muscovit der Grundmasse	0°20	0°040	0°380	0°58
d) Muscovit an jüngeren Scherflächen	0°14	0°020	3°30	0°68
1534. Quarzphyllit (Biotit), Phykodenserie. NW. Steinwald.				
a) quarzarme Scherflächen	0°12	0°015	0°11	0°88
b) quarzreiche Falten	0°58	0°22	0°39	0°39
1898. Phyllit, Phykodenserie. W. Steinwald.				
Biotit	0°27	0°07	0°32	0°61
4211. Phyllit, Phykodenserie. N. Steinwald.				
a) Biotit (isoliert)	0°17	0°030	0°29	0°68
b) Biotit (diablastisch)	0°49	0°19	0°34	0°47
c) Muscovit (isoliert)	0°22	0°050	0°38	0°61
d) Muscovit (diablastisch)	0°41	0°15	0°36	0°49
1912. Phyllit, Phykodenserie. W. Steinwald.				
a) Biotit (diablastisch)	0°42	0°16	0°26	0°58
b) Chlorit (diablastisch)	0°40	0°15	0°28	0°57

dabei keine Rolle, ob Biotit und Muscovit paratektonisch kristallisierte (1534 a), ob er postkristallin noch deformiert wurde (1899), oder ob er erst nach Abschluß der Bewegungen entstand (4211 a und c).

In jedem dieser Fälle bildeten tektonisch gestörte Sericite die Kristallkeime, wie dies bereits gezeigt wurde. *Die Keime wurden dabei gegenüber der Sericitregelung wohl um B rotiert, nicht aber aus B herausgedreht.*

Ganz anders ist das Bild bei den diablastisch sich durchwachsenden Glimmergefügen. Typisch für deren Regelung sind die Dia-

gramme 1912 und 4211 b und d. Es ist dabei wiederum gleichgültig, ob Biotit noch deformiert wurde (1912) oder nicht (4211). Die Bewegungen waren also nicht mehr stark genug, um Biotit zu reorientieren. Schliff 1898 entspricht einem Mittelzustand, in dem die diablatischen Glimmerdurchwachsungen sich noch nicht recht entfaltet haben.

Wir haben also folgende Gesetzmäßigkeiten des Regelungsgrades:

1. Straff b-axial geregelte Glimmer in einheitlichen Sericitlagen und -fasern ($f < 0.20$, $J_1 < 0.040$).

2. Mittlere Streuung des Polabstands bei diablatischem Glimmergefüge ($0.40 < s < 0.50$; $0.15 < J_1 < 0.20$).

3. Stark aufgelockerte Gefüge bei quarzreicherem Material.

Wegen Punkt 3 wurden die Regelungen der Hornfelse und Hornfelsglimmerschiefer möglichst an glimmerreichem Material untersucht.

Es ist nun die Frage, wie dieser Zusammenhang zwischen b-axialem Regelungsgrad und dem Gefügetyp zu deuten ist. Wie oben gezeigt wurde, sind die straff geregelten Querglimmer im einheitlichen Sericitgewebe aus Kristallkeimen hervorgegangen, welche im Kristallgitter beschädigte Altsericite waren. Altsericit ist ganz straff geregelt. Diese Kristallkeime wurden also um B rotiert, dagegen nicht aus B herausgedreht. Dadurch ergab sich die Regelung der Glimmer in einem straffen Gürtel um B als Keimregelung, die durch das Wachstum nicht weiter modifiziert wurde.

Schwieriger liegt der Fall bei den diablatischen Glimmergefügen. Auch sie sind aus beschädigten Hellglimmern eines einst einheitlichen Sericitgewebes hervorgegangen, wie dies im beschreibenden Teil gezeigt wurde. Hier wurde die Regelung jedoch aufgelockert. Diese Regelungsauflockerung kann nun auf zwei Wegen zustande gekommen sein:

1. Bereits vor der Bildung der aufsprossenden Glimmer dann, wenn die beschädigten Sericite nicht nur um B, sondern auch aus B herausgedreht wurden.

2. Die Regelungsauflockerung kann auch erst beim Wachstum entstanden sein.

Es müssen also die diablatischen Glimmergefüge entweder aus Kristallkeimen hervorgegangen sein, die schon von vornherein schwächer geregelt waren, oder es muß bei der diablatischen Verschränkung der Glimmer eine Entregelung zustande gekommen sein.

Eine eindeutige Antwort auf diese Frage gibt Schliff 4211. Hier ist es ein älteres, einheitliches Sericitgefüge, welches von Schläuchen

diablastischer Glimmer durchzogen, diskordant abgeschnitten und aufgezehrt wird. Die Regelung der Porphyroblasten im einheitlichen Sericitgewebe und im diablastischen Gewebe läßt sich auf dieselben Scherflächen zurückführen, die nicht übereinstimmen mit dem älteren S des einheitlichen Sericitgefüges. Die *Keimregelung* der isolierten Glimmerporphyroblasten der Sericitfaser und der diablastischen Glimmer muß also gleich gewesen sein. Trotzdem besteht zwischen der tatsächlichen Regelung der isolierten Porphyroblasten und jener der diablastischen Glimmerschläuche der charak-

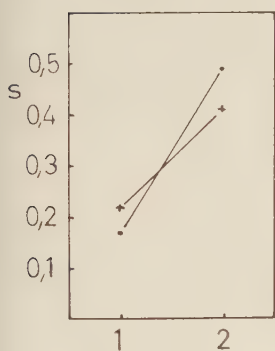


Abb. 18.

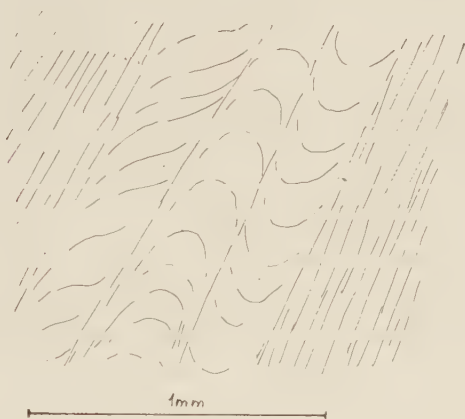


Abb. 19.

Abb. 18. Streuung der Äquatorabstände von Biotit und Muskovit in der straff geregelten Sericitfaser (1) und im diablastischen Gewebe (2). Kreise: Muskovit. Kreuze: Biotit. Schliff 4211. Biotitphyllit. Nördlicher Steinwald.

Abb. 19. Strukturschema von Schliff 4167. Andalusit-Hornfelsglimmerschiefer. Platten-Mühle.

teristische Unterschied, daß die Glimmer in letzteren eine weitgehende Auflockerung der b-axialen Regelung erfahren haben (Abb. 18).

Die Entregelung der diablastisch sich durchwachsenden Glimmer ist also eine Wachstumserscheinung, die dort auftritt, wo benachbarte Glimmer Winkeldivergenzen der Basis besitzen. Sie tritt auf, sobald die benachbarten Porphyroblasten soweit herangewachsen sind, daß sie sich berühren und zu durchwachsen beginnen.

An diesem Dünnschliff 4211 kann man auch beobachten, wie diese Entregelung zustande kommt. Die randlichen Teile der Glimmer wachsen nämlich bevorzugt mit (001) in die Fuge zwischen den sich berührenden Glimmern. Da diese Fugen zufällige Begegnungsflächen sind und damit nicht straff geregelt, ist die Folge eine Auflockerung der B-axialen Regelung.

Die Streuung des Äquatorabstands der Glimmer in den Andalusit-Hornfelsglimmerschiefern (Tab. 14)

Noch wesentlich variabler, wie in den Phylliten, sind die Regelungen in den Hornfelsglimmerschiefern. Aber auch diese Regelungen lassen sich auf die gleichen Typen zurückführen wie die der Biotit-Sericit-Phyllite.

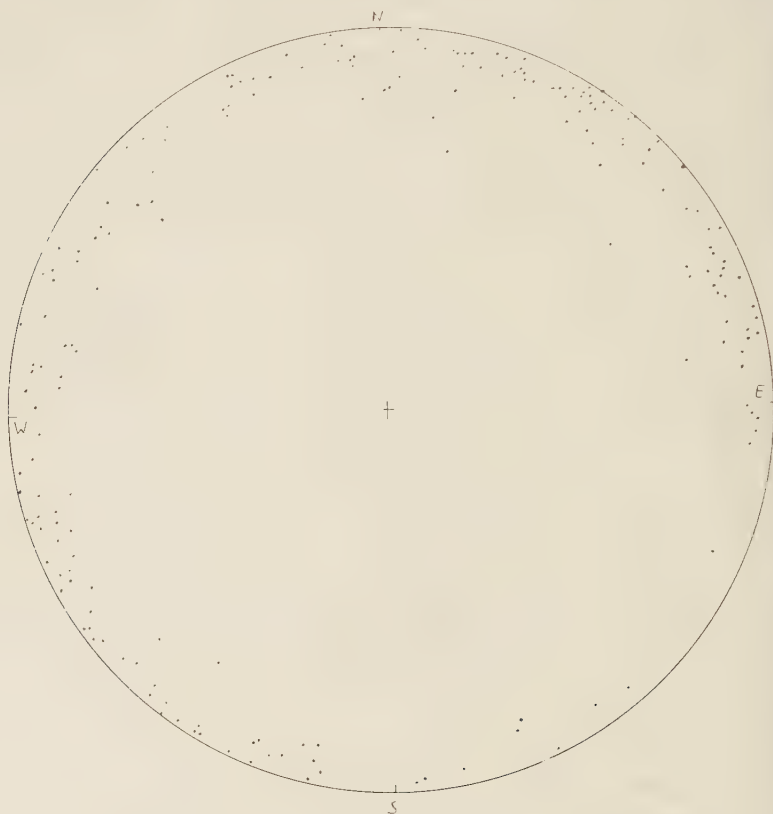


Abb. 20. Schliff 4167. 200 Biotite aus dem gefalteten Gewebe.

Sehr *straffe* Glimmerregelungen, entsprechend den straff geregelten Biotit-Sericit-Phylliten, haben die Schliffe 1529, 1920 und 4167. In allen drei Fällen sind die entstehenden Strukturen aber recht verschieden.

Sie seien hier beschrieben:

4167 (Abb. 19 und 20): Hellglimmer haben hier noch etwa die gleiche Korngröße wie in den Phylliten. Diagramm 4167 a (Biotit) und (Muscovit) wurden im gefalteten Glimmerfilz vermessen, Diagramm 4167 b (Biotit) in einer Scher-

äche. Da sich diablastische Glimmergewebe nicht gebildet haben, sind die Winkeldivergenzen zur Basis benachbarter Glimmer gering. Die Glimmer durchwachsen sich infolgedessen kaum. Die Glimmer sind außerordentlich scharf in einen Großkreis um B eingeregelt (Biotit $s = 0.14$ bzw. 0.12 , Muscovit $s = 0.17$).

1529 (Abb. 21 und 22): Stark rekristallisierter, ziemlich kontaktnaher Andalusit-Hornfelsglimmerschiefer. Die Grundmasse (Muscovit) ist sehr scharf in eine S-Fläche geregelt, nur wenig um S rotiert. Bezüglich Muscovit also S-(R)-Tektonit mit posttektonischer Muscovitkristallisation. Die Teilglimmer haben infolgedessen geringe Winkeldivergenzen der Basis und durchwachsen sich nicht. Sie sind sehr scharf geregelt ($s = 0.12$). Großmuscovite sind aus Andalusit hervorgegangen und daher schwach geregelt (siehe weiter unten). Biotit belegt einen vollen Gürtel um das

1 mm

Abb. 21. Strukturschema der Schliffe 1529 und 1920. Andalusit-Hornfelsglimmerschiefer Fuchsmühl.

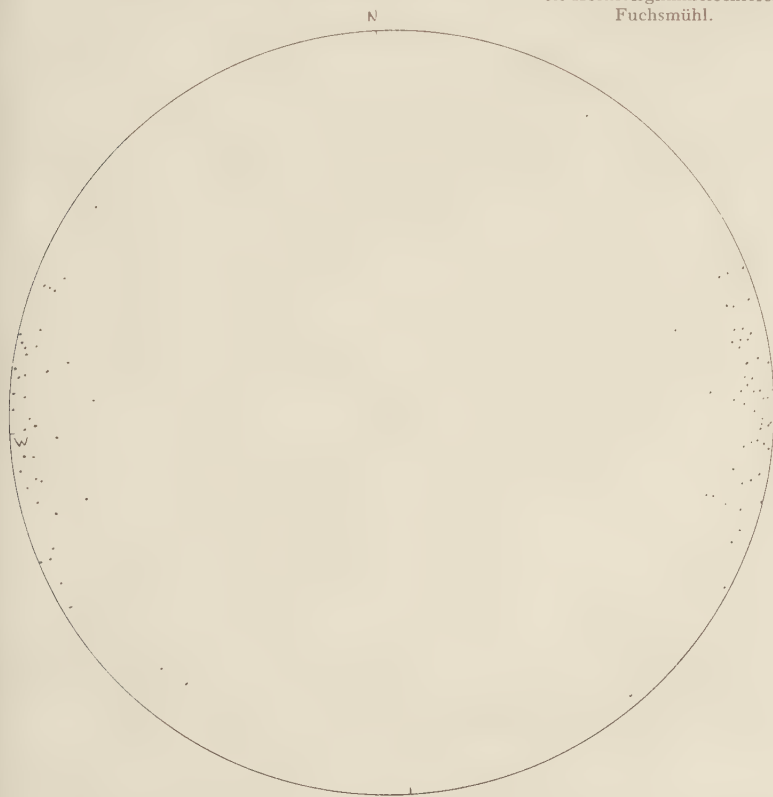


Abb. 22. Schliff 1529. Andalusit-Hornfelsglimmerschiefer mit starker Sammelkristallisation. 100 Kleinmuscovite. Muscovit ist sehr straff geregelt.

selbe B, wobei eine etwas schräg zum Muscovit-S liegende S-Fläche angedeutet ist. Auch Biotit ist scharf b-axial geregelt ($s = 0.14$). Es ist also im Anschluß an die Deformation zur Biotitbildung nach gestörten Sericitkeimen gekommen, wie dies in Biotit-Phylliten nachweisbar war. Die vorausgehende Deformationsphase hatte nur geringes Ausmaß und hat offensichtlich die Hauptmasse des

Tab. 14. Hauptstreuungen von Glimmern in Hornfelsglimmerschiefern

Schliff-Nr.	s	J ₁	J ₂	J ₃
<i>4167 (nicht diablastisch). Phykodenserie. Plattenmühle.</i>				
a) Biotit Sammeldiagramm	0.14	0.020	0.33	0.65
b) Biotit aus einer Scherfläche	0.12	0.015	0.13	0.87
c) Muscovit	0.17	0.030	0.38	0.59
<i>1529 (nicht diablastisch). Phykodenserie. Wiesau.</i>				
a) Biotit	0.14	0.020	0.080	0.80
b) Kleinmuscovit	0.17	0.015	0.060	0.93
c) Großmuscovit	0.34	0.11	0.36	0.53
<i>1920 (nicht diablastisch). Phykodenserie. SE. Fuchsmühl.</i>				
a) Biotit	0.40	0.12	0.35	0.53
b) Biotit ohne Maximum in B	0.22	0.050	0.35	0.60
c) Muscovit	0.15	0.025	0.28	0.70
<i>4227 (diablastisch). ? Gotlandium Güttern.</i>				
a) Biotit	0.42	0.16	0.34	0.50
b) Kleinmuscovit	0.55	0.21	0.35	0.44
c) Großmuscovit	0.47	0.18	0.38	0.45
<i>1911 (starke Infiltration mit aplitischem Material, chloritisiert, starke Muscovitneubildung). ? Gotlandium Güttern.</i>				
Muscovit	0.47	0.18	0.40	0.42
<i>1530 (Biotit-Andalusitquarzit mit starker Muscovitneubildung). Fuchsmühler Quarzit. Plattenmühle.</i>				
a) Biotit	0.30	0.090	0.26	0.65
b) Muscovit	0.65	0.24	0.38	0.38

Hellglimmers noch nicht in Mitleidenschaft gezogen. Die Hauptkristallisation des Hellglimmers, die jünger ist als die Biotitbildung, kann erst dann begonnen haben, als die beschädigten (um B rotierten Sericite) als instabile Körner bereits wieder aufgezehrt waren. Dann rekristallisierte die Hellglimmerfaser, die somit obwohl später kristallisiert, das tektonisch ältere Element darstellt.

1920 (Abb. 21, 23 und 24): Hier sind die Verhältnisse ähnlich dem Schliff 1529. Ebenfalls ein Muscovit-S-(R)-Tektonit. Die Muscovit-S-Fläche ist nicht im ganzen Schliff parallel, daher etwas stärkere Rotation im Gesamtdiagramm. Trotzdem geringe Winkeldivergenzen benachbarter Glimmer und daher straffe Regelung

der Hellglimmer ($s = 0.15$). Biotit besetzt den gleichen Gürtel mit gleicher Regelung wie Muscovit, daneben aber noch ein aufgelockertes Maximum in B. Dieses Maximum ist zwar zerstreut, aber deutlich erkennbar und auch unschwer von dem Gürtel trennbar. Wie dieses Maximum zustande kam, ist unklar. Schaltet man es bei der Berechnung des Regelungsgrades aus, so ist auch Biotit recht straff geregelt ($s = 0.22$).

Typisch für die *diablastischen* Gefüge ist Schliff 4227.

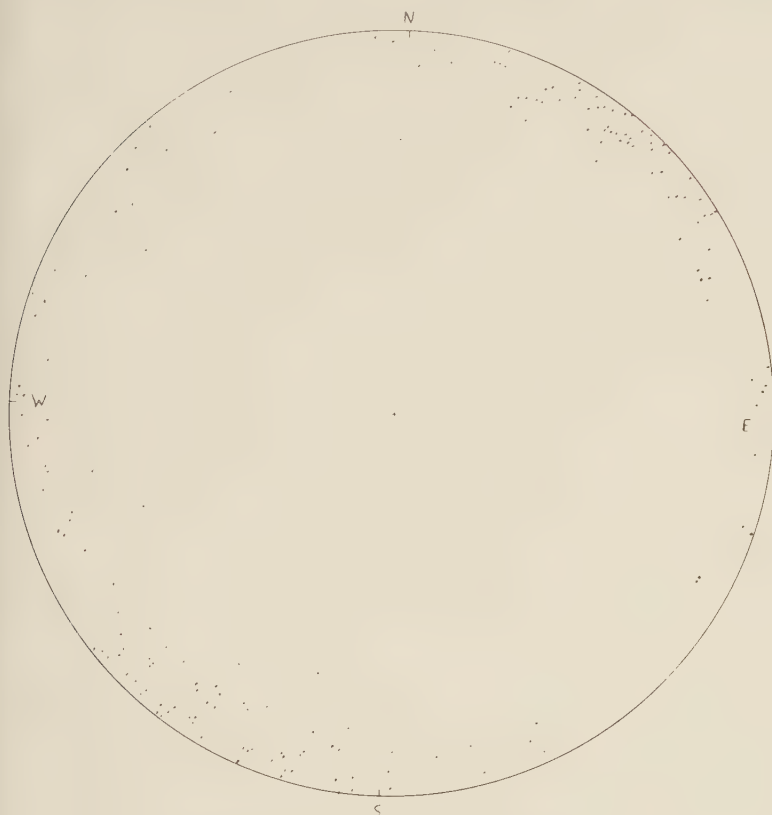


Abb. 23. Schliff 1920, Andalusit-Hornfelsglimmerschiefer SE Fuchsmühl. 200 Muskovite. Muscovit ist mit straff b-axialer Formung in einen Gürtel eingeregelt.

Hier ist Glimmer denn auch tatsächlich sehr viel schwächer geregelt, wie in den beschriebenen Schliffen. Ein weiterer Dünnschliff mit schönen diablastischen Immergefügen zeigte ebenfalls eine starke Auflockerung der Regelung, ließ sich aber nicht statistisch auswerten, weil hier kein einfacher B-Tektonit vorkommt. Zum gleichen Regelungstyp kann man unter Vorbehalt auch Schliff 1911 rechnen, bei dem allerdings pneumatolytische Umwandlungen sehr bedeutend sind. Schliff 1530 ist wegen des Ausgangsmaterials (Biotitquarzit, alle anderen unterrichteten Dünnschliffe sind recht quarzarm) und der starken Muscovitbildung auf Kosten von Andalusit nicht vergleichbar.

In allen diesen Fällen ist Muscovit *nicht* aus Andalusit hervorgegangen, also älter als dieser bzw. während der Andalusitbildung nur noch sammelkristallisiert. Es gilt dann wie in den Phylliten:

1. Kristallisieren die Glimmer mit geringen Winkeldivergenzen oder isoliert voneinander, also ohne sich gegenseitig zu durchwachsen, so sind sie straff geregelt ($s < 0.20$).

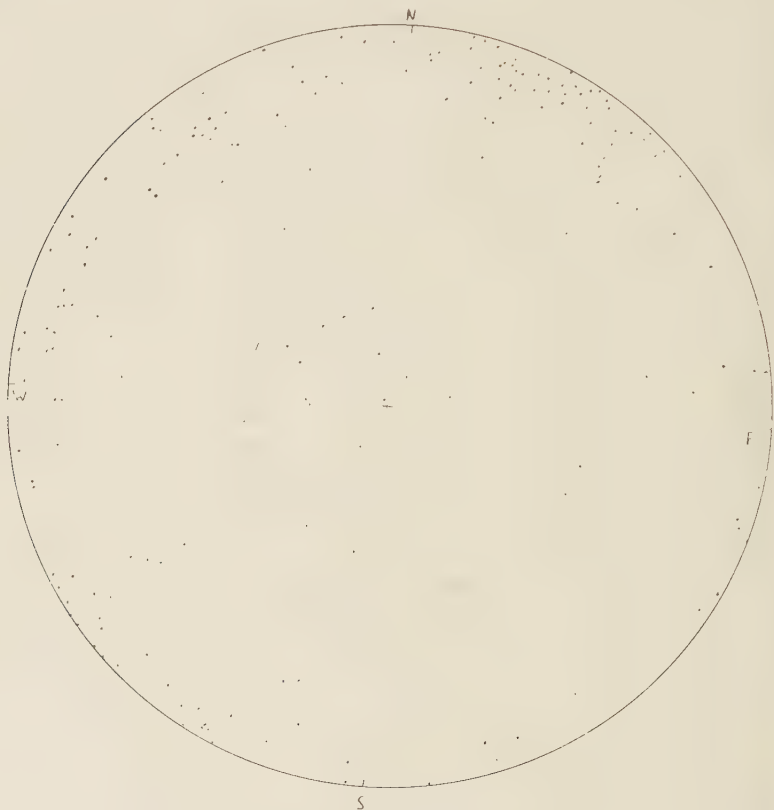


Abb. 24. Schliff 1920. 200 Biotite. Biotit ist in einen ziemlich scharfen Gürtel um B eingeregelt mit einem zerstreuten Maximum in B.

2. Sind die Glimmer gegenseitig durchgewachsen, so erniedrigt sich der Regelungsgrad ($0.40 < s < 0.50$).

Die Streuung des Äquatorabstands der Glimmer in den grobkörnigen Hornfelsglimmerschiefern ist ebenso groß wie in den Phylliten. Die Sammelkristallisation allein verringert den Regelungsgrad also nicht (Abb. 28).

Von großem Interesse sind außerdem einige Diagramme, in denen Glimmer vermessen wurden, welche von außen her Andalusit verdrängen (Diagramm 4227 c, 1530 b und 1529 c).

Dabei wurden alle Fälle ausgeschaltet, in denen Glimmer eine Rolle spielen, welche Andalusit von Spaltrissen ausgehend, also von innen her verdrängt haben. Diese Glimmer sind sehr häufig nach dem Kristallgitter von Andalusit geregelt, sollen uns aber im folgenden nicht beschäftigen. Die besprochenen Diagramme schließen also nur die Fälle ein, wo Andalusit von außen, von einem bereits bestehenden Muscovitgefüge her verdrängt würde. Eine scharfe

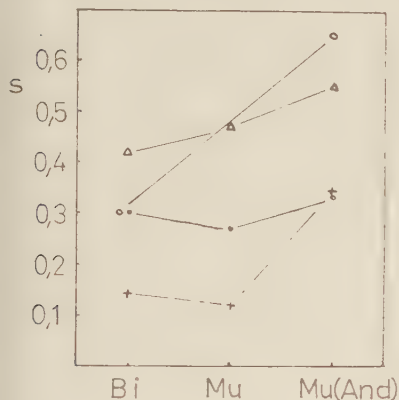


Abb. 25.

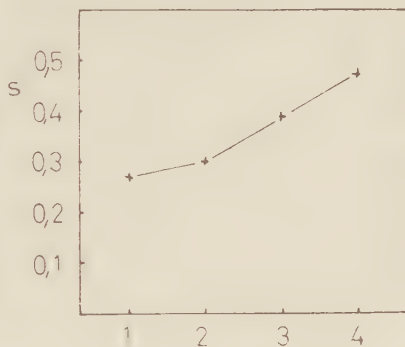


Abb. 26.

Abb. 25. Vergleich der Streuung der Äquatorabstände von Biotit (Bi), Muscovit (Mu) und aus Andalusit entstandenem Muscovit (Mu[And]).

Abb. 26. Schliff 5634, Graphitschieferserie, Sillimanithornfels, N. Manzenberg. Vergleich der Streuungen der Äquatorabstände von Muscovit (1), Biotit aus dem Hornfelsgewebe (2), Biotit am Rande des Granitoids (3) und Biotit aus dem Granitoid (4).

Grenze zwischen dem Altsericitgewebe und den Muscoviten, die aus Andalusit entstanden sind, läßt sich hier natürlich nicht ziehen.

Diese Heilglimmer sind stets nach dem alten B geregelt. Bei der Auswertung der Äquatorabstandsverteilung zeigte sich außerdem, daß auch diese Glimmer nach dem Gaußschen Exponentialgesetz verteilt sind. Die Regelung dieser Glimmer wird zwar weiter aufgelockert, jedoch existieren keine unregelmäßigen Anteile (Diagramm 4227 c, Abb. 25).

Es zeigt sich also:

Verdrängt Muscovit von außen her — also von einem bereits bestehenden Heilglimmergewebe ausgehend — den Andalusit, so benutzen die neuentstehenden Glimmer Altglimmer als Ansatzpunkte für ihr Wachstum. Die neuen Glimmer entstehen nicht in beliebiger Orientierung, sondern sind stets bezogen auf das alte Gefüge. Ungeregelte Anteile bestehen nicht. Dabei entregelt sich das

Gefüge, da die neugebildeten Glimmer statistisch in ihre Lage von der Lage der Ansatzpunkte ihres Wachstums abweichen.

Die Streuung des Äquatorabstands von Glimmern der Sillimanit-(Cordierit-)Hornfelse (Tab. 15)

Eine wesentliche Regelungsauflockerung gegenüber den Biotit-Sericit-Phylliten findet erst in den Sillimanit-(Cordierit-)Hornfelsen statt. Dabei ist interessant, daß Muscovit, soweit dieser nicht teilweise aus Andalusit entstanden ist, straffer geregelt ist, wie Biotit. Die Regelung von Biotit wird dagegen sehr stark aufgelockert.

In den Sillimanithornfelsen war nun Muscovit längere Zeit nicht stabil, so daß er sich während dieser Zeit nicht blastisch weiter entwickeln konnte. Muscovit kann dabei ziemlich straff geregelt bleiben.

Daß die Glimmerregelungen in Sillimanithornfelsen nicht selten schärfer sind wie in diablatischen Phylliten, beweist, daß der Sillimanitblastese ebenso wie der Andalusitblastese kein Stadium mit diablatischer Entwicklung der Glimmer vorauszugehen braucht.

Die Biotite mit Streuungen der Äquatorabstände um 0°30' (Schliff 5634 a) besitzen hohe Winkeldivergenzen benachbarter Körner, ohne sich jedoch zu durchdringen.

Die Biotite durchwachsen sich also nicht in dem Maße gegenseitig wie Hellglimmer. Biotite können sich mit beliebigen Grenzflächen berühren, ohne daß Verdrängungen eintreten. Es ist also anzunehmen, daß nicht nur die Regelungsauflockerung der diablatisch wachsenden Hellglimmer in den Phylliten und Andalusit-Hornfelsglimmerschiefern auf die diablatischen Wachstumsformen von Muscovit zurückgehen, sondern auch die Regelungsauflockerung der in diesen Gesteinen vorkommenden Biotite, deren Regelung also dort der der Hellglimmer passiv folgt.

Aus den vermessenen Gefügediagrammen von Schliff 5634 folgt weiterhin:

Der Regelungsgrad der Biotitgefüge nimmt vom alten Sericitgewebe (Quarz-Biotit-Feldspat-Verwachsungen und Biotit-Muscovit-Verwachsungen) zum Granitoid hin ab (5634 a bis d, Abb. 26).

Auch in den Sillimanithornfelsen erniedrigt sich der Regelungsgrad von Muscovit, sowie dieser in einer jüngeren Phase Andalusit verdrängt. Diese Verdrängung braucht dabei quantitativ gar keine Rolle zu spielen.

Der Regelungsgrad von Biotit in den Sillimanithornfelsen nimmt mit steigender Korngröße generell ab, ohne daß sich jedoch eindeutige Beziehungen zwischen Korngröße und Regelungsgrad feststellen ließen. Die Streuung ist also abhängig von der Intensität der

Metamorphose und zwar wächst die Streuung des Polabstands mit wachsender Dauer und Temperatur der Kristallisation. Auch die Sillimanithornfelse liefern also ein sehr interessantes Ergebnis:

Während die Sammelkristallisation der Glimmer in den Hornfelsglimmerschiefern nicht zu einer Regelungsauflockerung führt, entregelt sich der neugebildete Biotit der Sillimanithornfelse. Biotit wird ja durch Sillimanit verdrängt, lagert sich also in den Sillimanithornfelsen weitgehend um.

Tab. 15. Hauptstreuungen von Glimmern in Sillimanit-(Cordierit)-Hornfelsen

Schliff-Nr.	s	J ₁	J ₂	J ₃
5634. Graphitschieferserie. N. Manzenberg.				
a) Biotit, verwachsen mit Quarz und Kalifeldspat des Hornfelsgewebes	0·30	0·090	0·45	0·45
b) Biotit Hornfelsgewebe, verwachsen mit Muscovit	0·30	0·090	0·40	0·51
c) Biotit am Rand zum Granitoid	0·39	0·14	0·37	0·48
d) Biotit, Granitoid	0·47	0·18	0·335	0·485
e) Muscovit, ohne Berührung mit Andalusit	0·27	0·070	0·32	0·61
f) Muscovit, mit eingeschlossenen Andalusitresten	0·33	0·10	0·33	0·57
4221. Gotlandium. Güttern.				
a) Biotit	0·33	0·10	0·38	0·52
b) Muscovit	0·38	0·13	0·29	0·58
5632. Graphitschieferserie. N. Manzenberg.				
Biotit	0·37	0·14	0·38	0·48
5637. Graphitschieferserie. N. Manzenberg.				
Biotit	0·60	0·23	0·37	0·37

Die Streuung des Äquatorabstandes von Biotit in Syntektiten und Metablastiten (Tab. 16)

In den Syntektiten ist die Regelung von Biotit noch weniger ausgeprägt wie in den Sillimanithornfelsen. Die Streuung nimmt stark zu. Ein eindeutiger Zusammenhang zwischen der Intensität der Syntexis (gemessen am Verhältnis Sillimanit/Feldspäte) und der Streuung besteht aber nicht.

Vergleicht man den Regelungsgrad in plagioklasmetablastischen Quarziten mit dem des umgebenden syntektischen Materials, so zeigt sich, daß die metablastischen Quarzite wesentlich schärfer

geregelt sind wie der umgebende Syntektit (Schliffe 5629 b und c, Abb. 27).

Dies kann aber nicht als Beweis für eine Rotationsfreiheit der Biotite und damit für Verflüssigungen im Gefüge gelten. Denn die gleichen Beziehungen gelten auch für die Regelung von Biotit im Sillimanithornfels und den benachbarten Granitoiden. Diese Granitoide weichen in ihrer ganzen Struktur grundsätzlich von den Syntektiten ab, sind also höchstwahrscheinlich keine Metatekte, sondern im trockenen Zustand entstanden.

Tab. 16. Hauptstellungen von Biotit in Metablastiten und Syntektiten

Schliff-Nr.	s	J ₁	J ₂	J ₃
5629 c. Graphitschieferserie. N. Manzenberg.				
a) Biotit im Plagioklasmetablastischen Quarzit	0·47	0·18	0·35	0·47
b) Biotit, Syntektit, verwachsen mit Quarz und Feldspat	0·52	0·20	0·35	0·45
c) Biotit, Syntektit, verwachsen mit Sillimanit und Muscovit	0·55	0·21	0·32	0·47
5629 b. Graphitschieferserie. N. Manzenberg.				
a) Biotit, metablastischer Quarzit	0·38	0·13	0·30	0·57
b) Biotit, Syntektit	0·58	0·21	0·30	0·49
5629 a. Syntektit. Graphitschieferserie. N. Manzenberg.				
Biotit	0·52	0·20	0·32	0·48
5628 a. Syntektit. Graphitschieferserie. N. Manzenberg.				
Biotit	0·50	0·19	0·40	0·41
5623. Metablastit. Graphitschieferserie. N. Manzenberg.				
Biotit	0·75	0·26	0·33	0·41

Eine Regelungsauflockerung in einem unmittelbar benachbarten, stark granitisierten Material kann also nicht beweisen, daß sich bei der Granatisierung Feilschmelzen gebildet haben. Eine solche Regelungsauflockerung könnte auch blastisch entstehen.

Dagegen würden sich Teilverflüssigungen nachweisen lassen durch jüngere schlierige Durchbewegungen eines vorher einheitlichen Materials. Es war deshalb von Interesse, das Gefüge der Syntektite auf seine räumliche Homogenität zu überprüfen.

Die räumliche Homogenität der Regelung der Syntektite

Die räumliche Homogenität der Biotitregelung in Syntektiten wurde auf folgende Weise nachgeprüft.

Für die aus zwei größeren Handstücken stammenden Dünnschliffe 5628 a, b und 5623 bzw. 5629 a, b und c wurden die

B-Achsen bestimmt. Die aus dem Biotitgefüge ablesbaren B-Achsen stimmen dabei in engen Grenzen miteinander überein und sie stimmen im Handstück 100:1 überein mit der sichtbaren Faltenachse des Quarzits.

In den Schliffen 5629 b und c stimmen daneben die S-Flächen und die Größen J_2 und J_3 im Quarzit und Syntektit überein.

Bei der Syntexis hat sich also in den untersuchten Fällen kein neues Teilgefüge entwickelt. Teilbewegungen haben nicht statt-

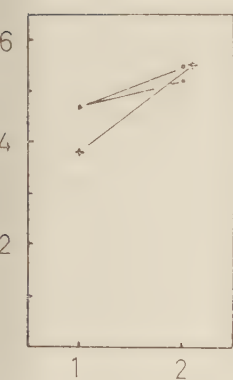


Abb. 27.

Abb. 27. Syntektite. Vergleich der Streuungen der Äquatorabstände von Biotit bei Syntektiten (2) und dem metablastischen Quarzit (1). Schliffe 5629 a und c. Foß-Bühl Nördlich Manzenberg.

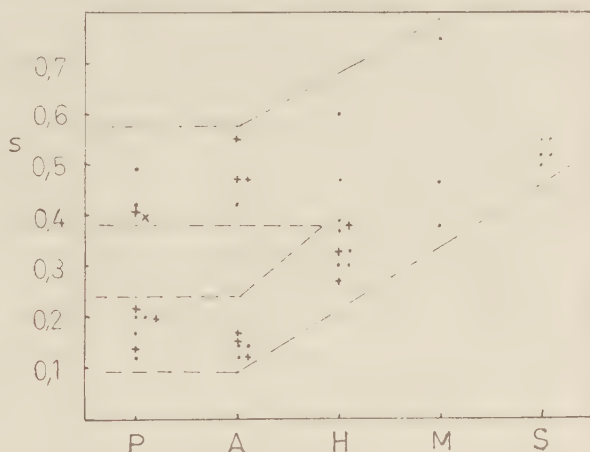


Abb. 28.

Abb. 28. Streuungen der Äquatorabstände von Biotit (.) und Muscovit (+), bei Phylliten (Ph), Andalusit-Hornfelsglimmerschiefern (A) und Sillimanithornfelsen (H), Metablastiten (M) und Syntektiten (S).

gefunden. Die Syntexis faul hier *in situ* statt. Das schlierige Aussehen der Syntektite wurde nicht durch eine schlierige Durchbewegung verursacht, sondern durch räumlich verschieden starke Stoffzufuhr.

Zugleich ergibt sich ein grundsätzliches Ergebnis:

Schollen und Einschlüsse können nur dann als Beweis von Verflüssigungen betrachtet werden, wenn Bewegungen dieser Einschlüsse in bezug auf die Grundmasse auch tatsächlich nachweisbar sind und nicht auf tektonische Bewegungen zurückgehen.

Der Vorgang der Regelungsauflockerung bei der statischen Metamorphose

Wir wollen im folgenden die Schärfe der Regelung und die Regelungsauflockerung der Phyllite, Hornfelsglimmerschiefer und

Hornfelse im südwestlichen Fichtelgebirge zusammenhängend betrachten (Abb. 28, Tab. 13—16).

Bei den Phylliten und Hornfelsglimmerschiefern haben wir zwei Entwicklungslinien. Eine Entwicklungslinie straffer Regelung mit in S oder um B geregelten Glimmern, wobei im letzteren Fall die Hellglimmer sich jedenfalls nicht mit hohen Winkeldivergenzen berühren. Diese Gefüge sind nicht diablastisch.

Ihnen stehen die diablastischen Glimmergefüge mit nur schwach in einen Gürtel um B eingeregelten Glimmern gegenüber. Dabei konnten wir zeigen, daß die unscharfe Regelung dieser diablastischen Gefüge nicht auf eine nur schwache Keimregelung zurückgeht, sondern dadurch zustande kommt, daß die Glimmer beim Aufeinandertreffen ihrer Grenzflächen versuchen, in die Grenzfüge einzuwachsen. Da diese Grenzfügen zufällige Begegnungsflächen sind, sind sie nicht so straff in einem Gürtel um B geregelt wie die Keime. Bei der Sammelkristallisation der Andalusit-Hornfelsglimmerschiefer gehen die Spuren dieses Fehlbaus wieder verloren. Dabei bleibt aber die einmal erworbene hohe Streuung des Äquatorabstands erhalten, da ja alle desorientierten Teile der Hellglimmer die gleiche Aussicht haben, zu großen Glimmern heranzuwachsen.

Bei dieser Sammelkristallisation lockert sich die Regelung nicht weiter auf. Dies gilt auch für die straff geregelten Glimmer. Wir müssen daraus schließen, daß bei der Sammelkristallisation vorhandene Glimmer zu Großglimmern heranwachsen, ohne daß ein Fehlbau Anlaß zu weiterer Auflockerung der Regelung gibt.

Die Regelung wird dagegen dort aufgelockert, wo sich z. B. in den Sillimanithornfelsen neues Glimmermaterial bildet, etwa dadurch, daß Sillimanit Biotit verdrängt und dieser an anderer Stelle wandert. Diese Regelungsauflockerung ist umso stärker, je größer der Anteil der zugeführten Biotitmasse ist. Die Abnahme des Regelungsgrades von Biotit vom alten Phyllitmaterial zu den Granitoiden belegt dies aufs beste. Ebenso wächst die Streuung des Polabstands der Glimmer in den Sillimanithornfelsen im allgemeinen mit wachsender Korngröße. Dabei dienen jedoch stets schon vorhandene Glimmer als Ansatzpunkte für die Kristallisation der neugebildeten Glimmer. Der Äquatorabstand der Glimmer ist stets nach dem Gaußschen Verteilungsgrad verteilt, ohne unregelmäßige Anteile. Das ist nur möglich, wenn die neugebildeten Glimmer Ansatzpunkte zur Verfügung hatten, welche bereits eine (schärfere oder gleichscharfe) Regelung besaßen.

Diese Regelungsauflockerung muß also so vor sich gegangen sein, daß beim blastischen Wachstum der Glimmer (verursacht durch Verdrängung im Nachbar-

raum, z. B. Verdrängung von Biotit durch Sillimanit oder von Andalusit durch Muscovit) ein statistischer Fehlbau entstand, der zu einer fortschreitenden Entregelung führen muß. Dies läßt sich gelegentlich auch beobachten, so wenn zwei offenbar zusammengehörige Glimmertafeln mit geringer Neigung der (001)-Flächen gewachsen sind. Im allgemeinen eliminiert die gleichzeitig stattfindende Sammelkristallisation jedoch alle sichtbaren Spuren dieses Fehlbaus.

Es führt also wohl die Neubildung von Biotit in den Sillimanithornfelsen (verursacht durch die Verdrängung von Biotit durch Sillimanit) zur Entregelung, nicht aber die Kornvergrößerung in den Andalusit-Hornfelsglimmerschiefern infolge der Sammelkristallisation. Es ist daraus wohl zu schließen, daß erst die Beschleunigung des Biotitwachstums durch Zuführen zu dem gesteigerten Fehlbau beim Kristallwachstum führt, der die Regelungsauflockerung bewirkt. Das gleiche gilt auch beim Wachstum von Muscovit auf Kosten von Andalusit, sofern Muscovit den Andalusit von außen her verdrängt.

Es ist somit verständlich, daß zwar ein gewisser Zusammenhang zwischen Korngröße und der Schärfe der Regelung besteht, daß dieser aber nicht streng gesetzmäßig ist und in jedem Fall vom Verlauf der Metamorphose abhängt. Zugleich erscheint es höchst wahrscheinlich, daß die Zahl der Fehlbaustellen und damit das Maß der Regelungsauflockerung wesentlich abhängig ist von der Geschwindigkeit des Kristallwachstums im blastischen Stadium, also von der Geschwindigkeit, mit der neues Material an die Glimmer herangeführt wird.

Die Schärfe der Regelung der Glimmer bei statischer Metamorphose ist nicht nur vom Ausgangsmaterial und der erreichten Höchsttemperatur abhängig, sondern von der gesamten Folge der PT-Bedingungen, die während der Metamorphose durchlaufen wurden. Da diese Regelungsauflockerung durch einen statistischen Fehlbau verursacht wird, ist sie nicht umkehrbar.

Bei der statischen Metamorphose erniedrigt sich die Schärfe der Regelung in Abhängigkeit von den durchlaufenen thermodynamischen Bedingungen.

Metamorphose unter gleichzeitiger Durchbewegung braucht dagegen nicht unbedingt zu einer schärferen Regelung zu führen, als ihn das Ausgangsmaterial besaß.

3. Die Wachstumsfelderung von Andalusit

Andalusit bildet oft gefelderte Großporphyroblasten, deren einzelne Bausteine subparallel (001), (110) oder in beliebig gestalteten Flächen miteinander verwachsen sind. Diese Großporphyroblasten können von einem Zentrum aus divergentstrahlig wachsen, so daß hier eine gewisse Analogie zu garbenförmigem Wachstum entstehen kann.

Um die wichtigsten Verwachsungsregeln der Andalusit-Mosaikkristalle zu bestimmen, wurden drei Großkristalle auf dem U-Tisch vermessen.

Bei zweien dieser Großkristalle ergaben sich einfache Maxima für die a , b - und c -Achsen (Abb. 29). Das Maximum der Winkel $a \rightarrow a'$, $b \rightarrow b'$ und $c \rightarrow c'$ benachbarter Individuen lag zwischen 10° und 25° . Eine Beziehung zwischen der Lage der Verwachsungsfläche zweier Individuen und ihrer gegenseitigen

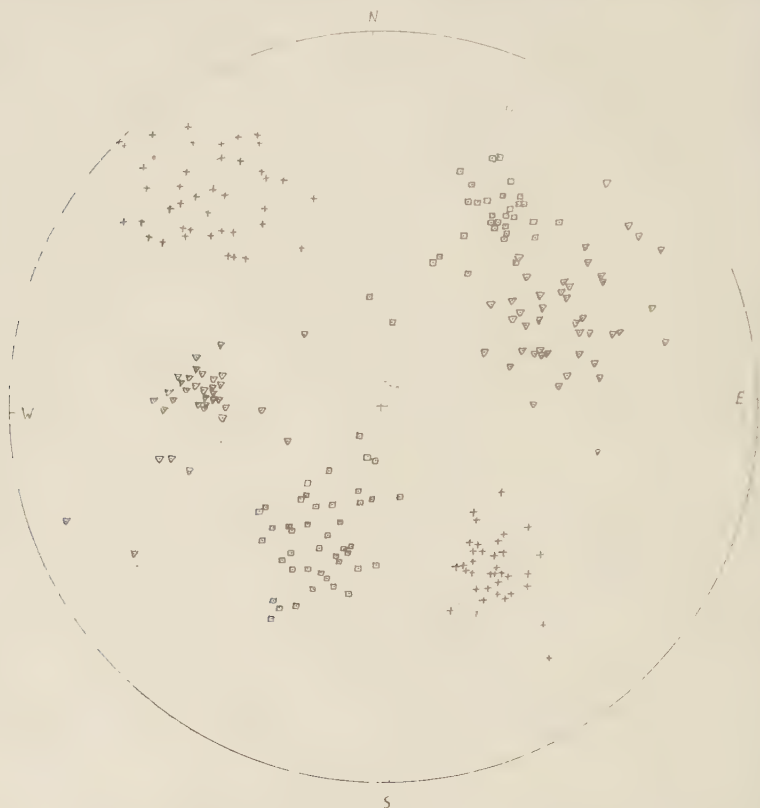


Abb. 29. Schliff 1918. Andalusit-Hornfelsglimmerschiefer NW. Fuchsmühl. Ein Andalusit-Großporphyroblast. Dreiecke: a . Kreuze: b . Quadrate: c -Achsen.

Orientierung scheint nicht zu bestehen. Die Mosaikteile haben also anscheinend eine beliebig voneinander abweichende Orientierung. Die Hauptwachstumsrichtung c außen liegender Kristallteile weist nicht bevorzugt vom Zentrum aus nach außen. Jedoch können sich so liegende Mosaikteile freier entwickeln und sind daher auch größer als „ungünstig“ liegende Mosaikteile. Achsenvertauschung fehlte.

Eine weitere Verwachsungsregel steht in Analogie zu einer Verzwilligung nach [111]. In diesem Falle waren zwei sich durchdringende Überindividuen miteinander verwachsen. Die unmittelbar benachbarten Mosaikteile der beiden Individuen sind nicht genau in Zwillingstellung.

Diese zwei Individuen waren nicht garbenförmig ausgebildet. Daneben wurde noch eine schräg geschnittene Garbe vermessenen, deren Mosaikteile nach anderen Regeln miteinander verwachsen waren.

Hier besetzten die a- und b-Achsen Maxima, die in einem Großkreis um das Maximum der c-Achsen stark gelängt sind und bereits einen vollständigen Gürtel bilden. Achsenvertauschung kommt dabei vor (Abb. 30). Das Maximum von c ist etwas in Richtung zum Minimum von a und b gelängt. Auch in diesem Falle

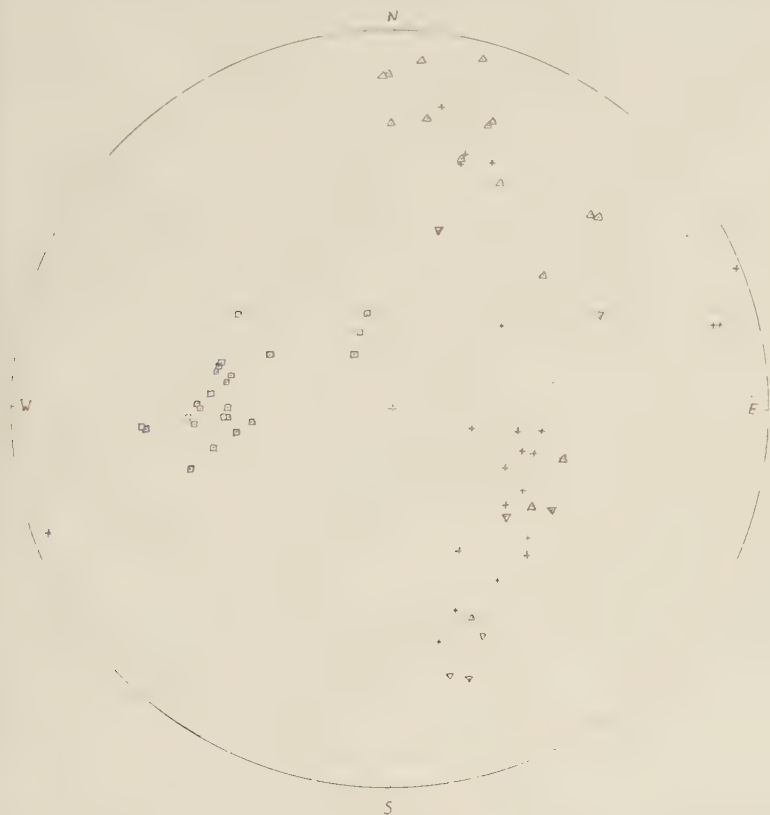


Abb. 30. Schliff 5634. Sillimanit-Hornfels, Manzenberg. Ein Andalusit-Großporphyroblast. Signaturen wie Abb. 32.

bestanden keine Beziehungen zwischen der Lage der Grenzfläche zweier Mosaikteile und ihrer gegenseitigen Orientierung. Jedoch sind die Mosaikteile, deren c-Achsen gegen das freie Muscovitgewebe weisen größer entwickelt als diejenigen, die nach innen zu wachsen mußten. Dadurch entstand der Garbenbau dieses Großkristalls.

Der Mosaikbau der Andalusit-Großkristalle ist nicht gesetzmäßig von außen beeinflußt. Offenbar bilden sich in mehr oder minder großen Zeitabständen Fehlbaustellen im Andalusitgitter, die zur

Bildung neuer Kristallteile von gegenüber dem Ausgangskristall abweichender Orientierung führen. Dabei können sich dann die Kristallteile, die mit ihrer c-Achse nach außen „ins Frei“ weisen, etwas ungehemmter entwickeln wie die Mosaikteile ungünstigerer Lage. Dadurch kann es zur Bildung von Garben kommen. Jedoch ist die Anisotropie der Wachsgeschwindigkeit vor Andalusit nicht stark ausgeprägt. Die einzelnen Mosaikbausteine haben fingergliedförmig gedrunken prismatische Form. Die Tendenz zur Garbenbildung ist deshalb auch nur wenig ausgeprägt.

4. Die räumlichen Beziehungen bei der Blastese

Die Beziehungen der Porphyroblasten zum Grundgewebe

Straff geregelte Phyllite, in denen sich Querporphyroblasten bilden, sind das geeignete Medium, um die räumlichen Beziehungen zwischen Grundgewebe und Porphyroblasten zu untersuchen. Die folgenden Beobachtungen sind infolgedessen schon so oft beschrieben worden, daß es nicht nötig ist, auf Einzelheiten einzugehen.

Wo immer sich Porphyroblasten von Biotit, Chlorit, Muscovit, Quarz oder Andalusit posttektonisch im Sericit bilden, übernehmen sie dessen Einschlüsse (vor allem die Erzschnüre) ohne irgendwelche räumliche Verlagerungen. Die Gefüge außerhalb und innerhalb des Porphyroblasten schließen stets nahtlos aneinander. Die Grenze des Porphyroblasten schneidet das Sericitgewebe stets scharf diskordant ab, ohne daß dabei Dehnungen zu beobachten wären.

Diese Beobachtung beweisen eindeutig, daß das Grundgewebe an der Oberfläche des wachsenden Porphyroblasten abgebaut- und aufgezehrt wird und daß das abgebaute Material zum Teil (soweit es nicht vom Porphyroblasten übernommen werden kann) abwandert, während sich an seine Stelle Material des Porphyroblasten setzt. Ein „offener Intergranularraum“ im Sinne *Drescher-Kadens* (1948), in dem Bewegungen von Einzelkörnern stattfinden könnten, ist dabei nicht vorhanden.

Sehr häufig werden diese Beobachtungen an Interngefügen in der Weise gedeutet, daß die Metamorphose (welche zur Bildung der Porphyroblasten führte) *unter Volumenkonstanz erfolgt ist*. Dieser Schluß scheint mir jedoch nicht berechtigt zu sein.

Bei der Blastese von Biotit oder Andalusit nimmt ja ein Mineral höherer Dichte den Raum ein, den vorher ein Material niedrigerer Dichte (Sericit) erfüllte. Ein Teil des verdrängten Materials muß abwandern, eine etwas größere Materialmenge muß dagegen zugeführt werden. Diese zugeführte Materialmenge kann nur der Umgebung des Porphyroblasten entstammen, so daß dort also Material verschwindet. Sofern also der Überschuß des zum Porphyroblasten wandernden Materials über das abwandernde Material nicht durch

Zufuhr von außen ausgeglichen wird, muß dabei ein Volumenschwund (oder bei der Blastese von Mineralien niedrigerer Dichte auch eine Volumenvermehrung) eintreten.

Das ungefähre Ausmaß der Volumenveränderung bei der Blastese von Biotit kann man leicht abschätzen. Das sericitisch-chloritische Gewebe hat ein spezifisches Gewicht von etwa 2·7 Biotit von etwa 3·0. Ein Biotit-Phyllit mit 20% Biotit hat also das spezifische Gewicht 2·76. Bei der Biotitbildung nimmt dann das spezifische Gewicht des Phyllits um etwa 2% zu. Fehlen Zufuhren von außen her, so muß das Volumen des Phyllits bei der Biotitbildung um etwa 2% abnehmen.

Dies ist aber aus dem In- und Externgefüge der Porphyroblasten nicht ablesbar, da beide Vorgänge (Blastese und Volumenschwund um den Porphyroblasten) gleichzeitig ablaufen und der Porphyroblast das Einschlußgefüge des Grundgewebes immer in dem Zustand übernimmt, den es im Augenblick des Wachstums gerade hatte. Eine solche, allmähliche, räumlich und zeitlich stetig erfolgende Volumenänderung wird daher wohl zu einer Veränderung der Einschlußverteilung führen, dagegen nicht zu einer Diskordanz der Extern- und Interngefüge am Rande des Porphyroblasten. Es ist deshalb die Einschlußstatistik, insbesondere die Zirkonstatistik das geeignete Mittel, um die Volumverhältnisse bei der Metamorphose zu überprüfen.

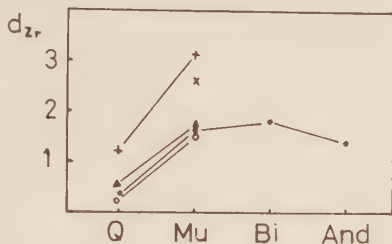


Abb. 31. Zirkonverteilung in Phylliten und im Andalusit-Hornfelsglimmerschiefer.

Die Zirkonverteilung in Phylliten und im Hornfelsglimmerschiefer (Abb. 31, Tab. 17)

In den *Phylliten* ist Zirkon stark im sericitisch-chloritischen Material angereichert und tritt in den quarzitischen Lagen zurück. Das gleiche gilt für die kleinen, in die phyllitische Matrix eingestreuten Quarzkörnchen.

Um die Zirkonverteilung quantitativ zu erfassen, wurden die Zirkone im sericitisch-chloritischen Material und im Quarz für mehrere Dünnschliffe ausgezählt (Vergrößerung 225×). Dabei erwies es sich als notwendig, nur Zirkone auszuwählen, welche größer waren als 0·005 mm (— 1 Teilstrich des Meßokulars), da kleinere Zirkone in den Hornfelsen nur noch im Biotit sicher erkennbar sind. Die Zirkone, welche auf Korngrenzen zwischen verschiedenen Mineralien liegen, wurden beiden Nachbarn je zur Hälfte zugerechnet. Da die Zahl der an Korngrenzen liegenden Zirkone meist sehr viel geringer ist, wie die der Einschlußzirkone, entstehen dadurch keine wesentlichen Fehler.

Aus den so bestimmten Zirkonzahlen wurde berechnet:
die Zirkondichte d_{Zr}

$$d_{Zr} = \frac{\text{Zirkonzahl im Mineral}}{\text{Fläche des Minerals}} \quad (\text{mm}^{-2})$$

die mittlere Zirkondichte d_m in allen Mineralien

$$d_m = \frac{\text{Gesamtzahl der Zirkone}}{\text{Schlifffläche}} \quad (\text{mm}^{-2})$$

und das Verhältnis $a = d_{Zr}$ in Quarz d_Z in Sericit + Chlorit.

Tab. 17. Zirkonverteilung in Phylliten und im Andalusit-Hornfelsglimmerschiefer

Schliff	d_{Zr} Sc + Chl	And + Sc II	Bi	Q	Mittel	d_Q/d_{Sc}
1904 (1)	2.6	--	—	—	2.5	—
1904 (2)	1.7	—	—	0.5	0.8	0.29
4169	1.5	—	—	0.2	0.90	0.13
1899	3.4	—	—	1.2	3.1	0.32
1913	1.6	1.4	1.8	0.3	1.4	0.19

Herkunft und Art der Proben siehe Tab. 1, 2 und 3.

Während d_m und damit auch die Zirkondichten im phyllitischen Material und im Quarz stark schwanken, ist das Verhältnis dieser beiden Zirkondichten ziemlich konstant und liegt zwischen 0.17 und 0.30. Wir können wohl als sicher annehmen, daß a in den Phylliten nirgends kleiner wird als 0.15 und größer als 0.35.

Die Quarzgänge sind entweder sehr zirkonarm oder sogar praktisch zirkonfrei, so daß man ihnen keine Zirkondichte zuschreiben kann. Es ist damit ausgeschlossen, daß sie, wie *Ramberg* (1952) dies in vielen Fällen annimmt, metasomatisch aus phyllitischem Material oder auch aus Quarzitlagen entstanden sind.

In Andalusit-Hornfelsglimmerschiefer sind die Zahlenverhältnisse ähnlich. Die Zirkondichten im Sericit, Biotit und Andalusit sind fast gleich, so daß wir annehmen dürfen, daß Biotit und Andalusit das phyllitische Material unter Wahrung des Volumens verdrängt haben. Ob sich das Gesamtvolumen dabei verändert hat oder nicht, ist nicht nachweisbar.

Die Zirkonverteilung in den Sillimanit-(Cordierit-)Hornfelsen (Abb. 32, Tab. 18)

Die Zirkonverteilung und die Zirkonkonzentration in den Sillimanithornfelsen weicht gegenüber den Phylliten und dem untersuchten Andalusit-Hornfelsglimmerschiefer bemerkenswert ab.

Zunächst einmal ist die Zirkonkonzentration in den Sillimanithornfelsen im Mittel deutlich größer, wie in den untersuchten Phylliten. Dabei können wir noch zwei Fälle unterscheiden. Die höchsten Zirkondichten (um 6 Zirkone/mm²)

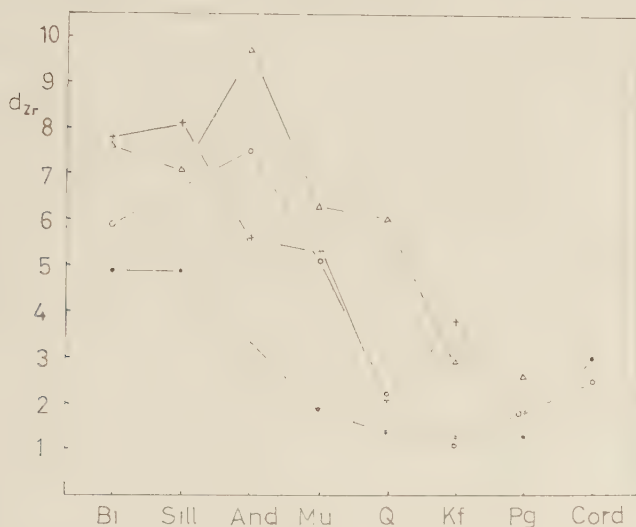


Abb. 32. Zirkonverteilung in Sillimanithornfelsen (sillimanit- und biotitreiche Teilgewebe).

besitzt das Hornfelsgewebe dort, wo es in unmittelbarer Berührung mit Granitoiden steht (Abb. 32, Tab. 12). Das Hornfelsgewebe besteht in diesem Fall aus Sillimanit, Andalusit, Cordierit und Glimmern mit stets weniger als 30% Quarz und Feldspat. Diese beiden Mineralien sind dagegen zu einem wesentlichen Teil an die Granitoide gebunden und diese sind fast zirkonfrei.

Wesentlich niedriger sind die Zirkonkonzentrationen in den Sillimanithornfelsen, in denen Quarz und Feldspat nicht ein eigenes Granitoidgewebe bilden. Auch hier ist Quarz und Feldspat räumlich von Sillimanit und den Glimmern getrennt, worauf ja schon früher eingegangen wurde. Die Zirkondichten liegen in diesen Hornfelsen zwischen 2.5 und 4.4 Zirkone/mm². Rechnen wir die Granitoide bei der Berechnung der mittleren Zirkondichten mit, so fallen auch die Zirkonkonzentrationen der mit Granitoiden verknüpften Hornfelse noch in diesen Bereich (Tab. 19).

Die Zirkone sind in den Sillimanithornfelsen keineswegs gleichmäßig verteilt, sondern in einigen Mineralien (Sillimanit, Andalusit und Biotit stark angereichert. Es hat also Andalusit, Sillimanit und

Biotit eine hohe Zirkonkonzentration, Quarz und die Feldspäte eine geringe, während Muscovit eine Zwischenstellung einnimmt.

Es muß sich bei der Metamorphose der Sillimanithornfelse also zumindest die Zirkonkonzentration in einzelnen Teilbereichen der Hornfelse verändert haben. Natürlich braucht auch die mittlere Zirkonkonzentration nicht mehr mit der des Sedimentes übereinzustimmen.

Im Verlauf der Metamorphose kann sich zunächst einmal die Zirkonzahl und damit auch die Zirkonkonzentration durch Neukristallisation von Zirkon oder durch Sammelkristallisation von Zirkon verändern. Da beides die in verschiedenen Mineralien eingeschlossenen Zirkone in verschiedener Weise betreffen kann, kann dabei auch Zirkon in bestimmten Mineralien gegenüber den anderen angereichert werden.

In beiden Fällen, sowohl bei der Neubildung von Zirkon unter Zufuhr als auch bei der Verringerung der Kornzahl durch Sammelkristallisation müßten aber idiomorphe Zirkone entstehen. Bei der Neubildung von Zirkonen müßten sich sogleich kleine idiomorphe Zirkone bilden. Bei der Sammelkristallisation, wie sie in den Syntektiten stattfindet, und wie sie aus dem Lausitzer Granodiorit beschrieben wurde (*Hope, 1957*) und in den Perlgneisen des nördlichen Oberpfälzer Waldes nach einer mündlichen Mitteilung von Herrn *Bosse* (unveröffentlicht) ebenfalls stattfindet, bilden sich auf den abgerollten Sedimentzirkonen zunächst Pyramidenfacetten, die immer weiter heranwachsen, bis die Zirkone schließlich eine länger prismatische Form erreichen. Die Prismenflächen bleiben dabei noch lange gerundet und wachsen nur langsam und unvollständig.

Die Zirkone der Sillimanithornfelse zeigen ihre sedimentäre Form stets noch gut erhalten. Im Gegensatz zu den Zirkonen der Syntektite sind sie niemals stärker gewachsen und zeigen allenfalls schwache Facetten der Pyramidenflächen. Die Zirkonzahl in den Sillimanithornfelsen kann also weder durch Sammelkristallisation noch durch Neukristallisation verändert worden sein.

Weiterhin kann das sedimentäre Ausgangsmaterial der Sillimanithornfelse bereits zirkonreicher gewesen sein wie die untersuchten Phyllite. Die Zirkonführung der Phyllite hat sicher sowohl stratigraphisch als auch faziell eine gewisse Variabilität und es ist einzuräumen, daß die Untersuchung der wenigen Dünnschliffe nicht die ganze Variationsbreite der möglichen Zirkonkonzentrationen erfaßt hat. Es ist auch möglich, daß bereits das Ausgangsmaterial der Sillimanithornfelse Zirkondichten zwischen 2·5 und 4·5 besaß, wie die gesamten Sillimanithornfelse einschließlich der Granitoide. Dagegen habe ich bei einem qualitativen Vergleich aller meiner Phyllitschliffe keinen einzigen finden können, in dem Zirkon so stark angereichert wäre, wie in den Hornfelspartien der mit Granitoiden vergesellschafteten Sillimanithornfelse. Es erscheint mir wenigstens für das Hornfelsgewebe dieser, mit Granitoiden vergesellschafteten Hornfelse der Schluß unausweichlich, *daß sich hier die Zirkon-*

Schiff-Nr.	Bi	Sill	And	Mu	Q	Kf	Pg	Cord	Erz	Tm	Gesamt	mm ²
5637 (1)	96	94	18	64	16	3	4	—	—	1	296	50
5637 (2)	65	10	13	47	9	2	10	2	—	—	158	35
5637 (2)	23	—	—	2	11	7	—	2	—	—	45	73
5637 (3)	5	—	—	—	—	3	2	—	—	—	10	8·5
5637 Summe	189	104	31	113	36	15	16	4	—	1	509	166·5
5634 (1)	108	113	31	117	70	20	17	—	—	—	476	80
5634 (2)	11	—	—	—	3	8	—	—	—	—	22	61
5634 Summe	119	113	31	117	73	28	17	—	—	—	498	141
5630	116	98	—	33	53	35	12	3	2	—	352	137

Schiff-Nr.	7·8	8·1	(5·6)	5·4	(2·1)	(3·8)	(1·8)	—	?	5·9
5637 (1)	7·8	8·1	(5·6)	5·4	(2·1)	(3·8)	(1·8)	—	?	5·9
5637 (2)	5·9	(12)	(7·5)	5·1	(2·2)	(1·1)	(1·8)	(2·5)	—	4·5
5637 (3)	(1·8)	—	—	?	(0·4)	(0·3)	—	(0·9)	—	(0·6)
5637 (4)	(3·2)	—	—	—	(0·4)	(0·8)	(1·2)	—	—	(1·2)
5637 Summe	5·1	7·6	6·3	5·3	0·9	(0·5)	(1·1)	(1·4)	?	3·0
5634 (1)	7·6	7·1	9·7	6·3	6·0	(2·9)	(2·6)	—	—	6·0
5634 (2)	(5·3)	—	—	—	(0·1)	(0·4)	—	—	—	(0·4)
5634 Summe	7·2	7·1	9·7	5·6	1·4	1·1	(1·9)	—	—	3·6
5630	4·9	4·9	—	1·9	1·4	1·2	(1·3)	(3·0)	?	2·6

Schiff 5637. Graphitschieferserie. N. Manzenberg.

1. Sillimanit- und biotitreiches Hornfelsgewebe.

2. Plagioklasmetablastisches, biotitreiches Hornfelsgewebe.

3. Granitoid.

4. Granoblastisches Quarz-Feldspatgewebe.

Die vermessenen Flächen entsprechen oft nicht ganz den bei der Integration vermessenen Flächen. Beruhen Zirkondichten auf weniger als 25 Zirkonen oder weniger als 1 Vol%, so wurden sie eingeklammert.

Mu = Muscovit

Q = Quarz

Bi = Biotit

Sill = Sillimanit

And = Andalusit

Pg = Plagioklas

Cord = Cordierit

Tm = Turmalin

Schiff 5634. Graphitschieferserie. N. Manzenberg.

1. Sillimanit- und biotitreiches Hornfelsgewebe.

2. Granitoid.

Schiff 5630. Graphitschieferserie. N. Manzenberg.

Konzentration (und damit die mittlere Zirkondichte) während der Metamorphose vergrößert hat.

Nun besteht zwischen der Zirkonverteilung der Hornfelse mit Granitoiden und der der Hornfelse, in denen keine Granitoide auftreten, eigentlich kein grundsätzlicher Unterschied. In dem einen Fall ist ein großer Teil des Quarzes und der Feldspäte in den Granitoiden als gesondertes Gewebe vorhanden, das Hornfelsgewebe enthält also mehr als 70% Sillimanit, Cordierit, Andalusit, Biotit und Muscovit. Von diesen Mineralien haben Sillimanit, Andalusit und Biotit sehr hohe Zirkondichten und Muscovit immer noch beträchtliche. Dadurch kommen die hohen Zirkonkonzentrationen in den Hornfelsen zustande, die unmittelbar mit den Granitoiden verknüpft sind. In den anderen Sillimanithornfelsen ist zwar Sillimanit ebenfalls räumlich vom Quarz und Kalifeldspat getrennt, aber diese Gewebe sind nicht streng voneinander geschieden wie bei den Granitoiden. Die den Sillimanit umrahmenden Quarze leiten vielmehr zu einem gleichkörnigen Quarz-Feldspat Glimmergefüge über, in dem nur mehr einzelne Sillimanitapeten auftreten, dagegen nicht mehr große Sillimanitaggregate.

Diese Quarz-Feldspatgefüge gehen auf alte Quarzlagen des Sediments zurück und sind mit dem sillimanitreichen Gewebe fest verbunden. Die Granitoide entstanden dagegen aus Quarzgängen und sind dadurch auch nach der Sillimanitbildung noch streng gegen das ehemalige Phyllitgewebe abgegrenzt. Würde man die Zirkonkonzentration in den sillimanitreichen Partien der Hornfelse bestimmen, die nicht mit Granitoiden verknüpft sind, so würde man ebenfalls auf sehr hohe Zirkondichten kommen. Auch hier ist nämlich Zirkon in Sillimanit und Biotit stark angereichert.

Die Zirkonverteilung in den Sillimanithornfelsen erlaubt zunächst einmal Aussagen über den Ort, wo sich Biotit, Sillimanit und Andalusit gebildet haben. Die Zirkone sind ja in den Phylliten überwiegend im sericitisch-chloritischen Material enthalten. Da nun Biotit, Sillimanit und Andalusit den größten Teil der Zirkone übernehmen, der nicht mehr im Muscovit steckt, müssen diese Mineralien in erster Linie im sericitisch-chloritischen Gewebe aufgesproßt sein.

Dabei wurde aber Zirkon im Biotit und Sillimanit auch noch angereichert. Das sillimanit- und biotitreiche Gewebe enthält mehr Zirkone als das phyllitische Gewebe, aus dem es entstand.

Bei der Blastese von Sillimanit und Biotit in den Sillimanithornfelsen muß also eine Volumenverminderung stattgefunden haben.

Die Ergebnisse der Zirkonstatistik ergänzen und bestätigen also die Schlüsse, die wir aus der chemischen Zusammensetzung der Sillimanithornfelse gezogen haben:

Das sillimanit- und biotitreiche Gewebe der Sillimanithornfelse ist ein Restbestand der Glimmerfaser aus dem Alkalialuminosilikatlösungen abwanderten und die dadurch relativ an Al angereichert wurde. Dabei verminderte sich ihr Volumen.

Die Zirkonverteilung in den Syntektiten

(Abb. 33, Tab. 20)

In den Syntektiten ist Zirkon im Biotit noch stärker angereichert wie in den Sillimanithornfelsen. Nun kann man allerdings die Zirkondichten in den Syntektiten nicht mehr unmittelbar mit den

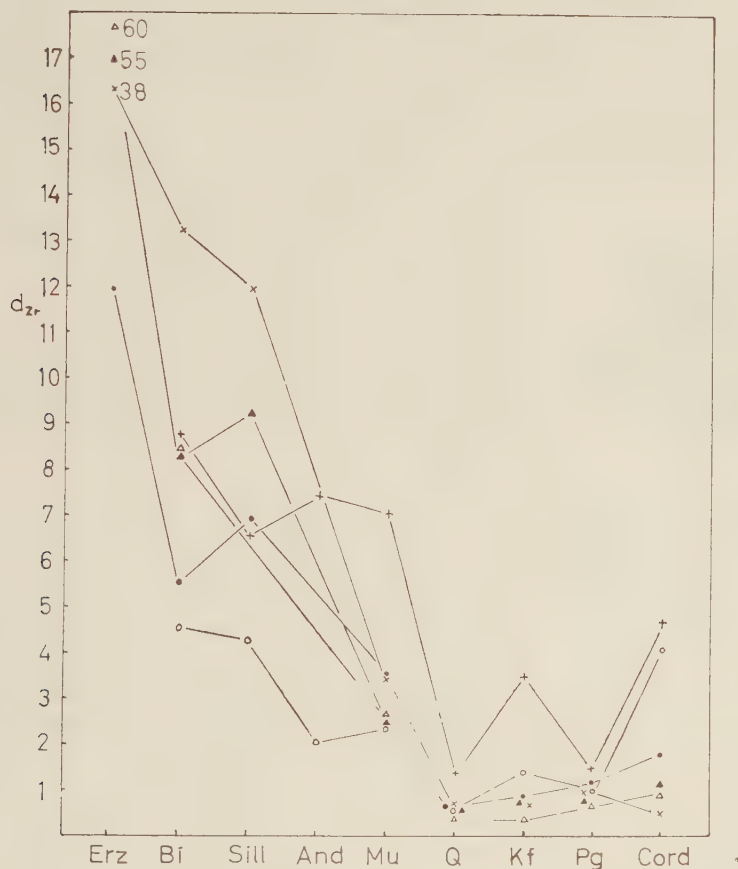


Abb. 33. Zirkonverteilung in Syntektiten.

Zirkondichten in Phylliten und Hornfelsen vergleichen, weil in den Syntektiten bereits eine Neukristallisation von Zirkon nachweisbar ist. Zwar ist der überwiegende Teil der Zirkone auch in den Syntektiten noch gerundet, jedoch kommen Zirkone mit langprismatischer Form bereits vor. In manchen Fällen läßt sich dabei zeigen, daß es sich hier um gerundete Sedimentzirkone handelt, die an den Pyramidenflächen weitergewachsen sind, während die Primenzone

nach wie vor gerundet bleibt. Jedoch ist es nicht möglich, etwas darüber auszusagen, ob dies eine Sammelkristallisation (unter Verminderung der Kornzahl) ist, oder ob sich durch Zuführen von außen auch eine Neukristallisation von Zirkonen stattfand, wobei dann auch die Kornzahl vermehrt worden sein könnte. Damit ist der Einfluß der Zirkonneubildung auf die Kornzahl unsicher.

Charakteristisch ist dabei, daß die Zirkone in den Syntektiten recht inhomogen verteilt sind. Oft häufen sie sich in einem begrenzten Raum im Sillimanit und Biotit an, während große Biotittafeln dicht daneben frei von Zirkon sind.

Solche Zirkonanreicherungen beschränken sich ganz auf Sillimanit, Biotit und auf die Umrahmung von Erzkörnern, die übrigens ihrerseits ebenso inhomogen verteilt sind. Nachdem die Zirkone in den Phylliten ziemlich gleichmäßig verteilt sind, ist es unwahrscheinlich, daß bereits das Ausgangsmaterial eine solch schlierige Verteilung der Zirkone besaß.

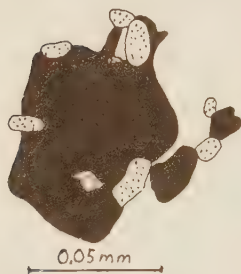


Abb. 34. Zirkon wird in Syntektiten stark am Erz angereichert. Die Zirkone sind abgerollte Sedimentzirkone, also nicht am Erz gewachsen. Sie wurden angelagert.

Die hohen Zirkondichten im Biotit und Sillimanit der Syntektite, die im Mittel über denen der Sillimanithornfelse liegen, deuten darauf hin, daß sich in den Syntektiten Zirkone in diesen Mineralien noch über das Maß angereichert haben wie in den Hornfelsen.

Darüber hinaus zeigen die Syntektite Gesetzmäßigkeiten in der Zirkonverteilung, die sie von den Sillimanithornfelsen scheiden und mit magmatischen Gesteinen verbinden.

Es stellt sich in den Syntektiten nämlich eine Reihenfolge der Zirkondichten ein, die eine gewisse Ähnlichkeit mit der Zirkonverteilung in Granit aufweist. Zirkon ist um Erz herum außergewöhnlich stark angereichert. Biotit und Sillimanit umschließen ebenfalls sehr viele Zirkone, wenn auch wesentlich weniger als Erz. Mit sehr viel niedrigeren Zirkondichten folgen dann die leukokraten Gemengteile in der Reihenfolge Cordierit, Plagioklas, Kalifeldspat und Quarz. Diese Regel gilt zwar nicht für den einzelnen Dünnschliff, wohl aber für ihre Gesamtheit. Sie ist ganz analog der Zirkonverteilung in Graniten des bayrischen Waldes (G. Kraus, 1959; G. Fischer, mündliche Mitteilung).

Die besonders starke Anreicherung von Zirkon um Erz ist dabei einer eigenen Betrachtung wert. Erz umschließt Zirkon selten, vielmehr sind die meisten Zirkonkörper nur randlich an Erz angelagert (Abb. 34). Die Zirkone sind zweifellos nicht am Erz kristallisiert, denn meist handelt es sich hier um wohlgerundete Sedimentzirkone. Da die Zirkone an Erz angelagert sind, sind die Zirkondichten als

Maß der Zirkonanreicherung um Erz natürlich nicht repräsentativ. Es war deshalb interessant einmal zu berechnen, wie groß die Anreicherung von Zirkon um Erz ist, einmal im Verhältnis zur mittleren Zirkondichte und anderseits im Verhältnis zur Verteilung der Zirkone im Biotit.

Da die Zirkone nicht in den Erzkörnern eingeschlossen, sondern an deren Korngrenze angelagert sind, müssen wir dabei dem Volumen der Erzkörner noch einen dieser umgebenden Streifen zu zählen, der die Breite eines Zirkons besitzt. Wir schätzen einmal ganz roh, daß dieser Streifen noch einmal halb so groß ist wie die Erzkörner. Dann ist die Gesamtfläche, innerhalb der die an Erz angelagerten Zirkone liegen gleich

$$\frac{1.5 \times \text{Erzgehalt (Vol.\%)} }{100} \text{ ausgezählter Schlifffläche.}$$

Die Zahl der Zirkone, die im Mittel bei statistischer Verteilung der Zirkone auf diese Fläche fallen sollten, ist gleich:

$$\frac{1.5 \times \% \text{ Erz} \times \text{Schlifffläche}}{100} \text{ mittlere Zirkondichte.}$$

Die Zahl der Zirkone, die auf diese Fläche fallen sollte, wären die Zirkone um Erz ebenso verteilt, wie im Biotit, ist gleich:

$$\frac{1.5 \times \% \text{ Erz} \times \text{Schlifffläche}}{100} \times d_{\text{Bi.}}$$

Die Anreicherung an Zirkon um Erz ist gleich dem Quotienten aus der am Erz angelagerten Zirkonzahl und der mittleren Zahl der Zirkone, die unter den oben angegebenen Voraussetzungen am Erz angelagert sein sollten. Wir erhalten folgende Werte:

Tab. 19

Schliff-Nr.	Zirkonzahl an und in Erz	Zirkonanreicherung an Erz gegenüber dem Mittel	Gegenüber Biotit
5629 a	15	55 ×	8 ×
5629 b	40	55 ×	8 ×
5629 c	22	18 ×	4.3 ×

Die Zahl der an Erz angelagerten Zirkone ist in den anderen Schliffen zu gering, um Aussagen zu erlauben. Aber selbst, wenn

wir einräumen, daß die Erzgehalte in den Dünnschliffen nur recht ungenau bestimmt werden konnten und vielleicht Fehler von 100% aufweisen können, ist deutlich, daß Zirkon um Erz in hohem Maße angereichert wurde.

Diese starke Anreicherung von Zirkon an Erz ist ungewöhnlich und nicht leicht deutbar. Es ist ganz unwahrscheinlich, daß der zur Feldspatbildung verbrauchte Sillimanit an der Oberfläche von Erzkörnern besonders stark aufgelöst worden sein sollte. Die meisten Erzkörner befinden sich nämlich eingebettet in Sillimanit oder im

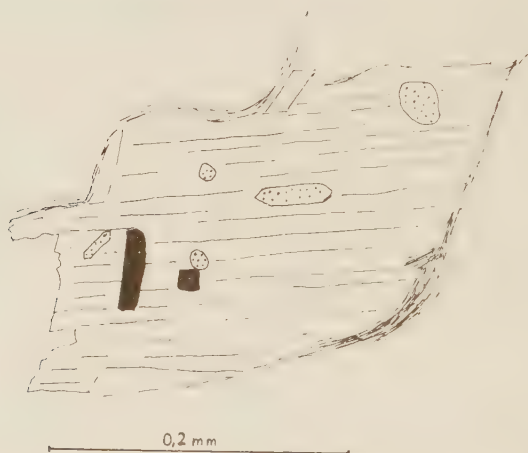


Abb. 35. Prismatische Zirkone werden in den Syntektiten nicht selten an die Basis von Biotit angelagert.

Biotit. Es ist aber doch wohl anzunehmen, daß der zur Feldspatbildung verbrauchte Sillimanit bevorzugt an der Grenzfläche zwischen Sillimanit und den umgebenden Feldspäten aufgelöst wurde. Deshalb erscheint es mir zunächst wahrscheinlicher, daß diese starke Zirkonanreicherung um Erz auf eine gewisse Beweglichkeit der Zirkone schließen läßt, daß die Zirkone also zum Erz hinwanderten. Dafür finden sich auch andere Hinweise in den Syntektiten. So lagerten sich nicht selten prismatische Zirkone mit der Prismenfläche an die Basis von Biotit an (Abb. 35). Die Zirkone konnten also offenbar in den Syntektiten auch Rotationsbewegungen ausführen. Im Gegensatz dazu ergab eine übersichtsmäßige Durchmusterung, daß die Zirkone in den Sillimanithornfelsen nicht bevorzugt der Basis von Biotit parallel liegen. Daß Zirkon am Erz fast stets mit der Längsseite am Erz liegt (Abb. 34), spricht ebenfalls für die Möglichkeit von Rotationen der Zirkone während eines be-

stimmten Bildungsabschnittes der Syntektite. Außerdem kommen in den Syntektiten Zirkonkränze um Biotit vor (Abb. 36), wie sie in den Graniten häufig sind. Auch diese Zirkonkränze können in den Syntektiten, die ja aus Phylliten hervorgegangen sind, nur dann entstehen, wenn die Zirkone in einem gewissen Ausmaß beweglich waren. Klastische, reliktsche Biotite mit Zirkonkränzen hätten in den Phylliten weder die Durchbewegung noch die epizonale Meta-



Abb. 36. In Syntektiten bilden sich Zirkonringe im Biotit. Zirkon punktiert, pleochroitische Höfe um Zirkon strichliert. Solche Ringe sind in Graniten häufig.

morphose überstehen können. Zudem sind auch die Zirkone dieser Biotite im allgemeinen runde Sedimentzirkone.

Damit scheinen mir diese Beobachtungen zu erweisen, daß während der Syntexis Bewegungen der Zirkone gegenüber den anderen Mineralien möglich waren und stattgefunden haben.

Es ist nun die Frage, ob solche Verschiebungen von Zirkonkörnern bei rein blastischen Vorgängen möglich sind. Bei sicher rein blastischen Mineralneubildungen werden nämlich Altkörner von der Größe der Zirkone stets unverlagert übernommen. Als Beispiele dafür seien genannt: Die Erz- und Zirkoneinschlüsse in allen Porphyroblasten in Phylliten und Glimmerschiefer (z. B. in Biotit, Andalusit, Cordierit, Straurolith usw.) und die Zirkone, die Feldspäte aus dem Biotit der Granite übernommen haben und die stets noch gegenüber Biotit geregelt sind, nicht aber gegenüber ihrem heutigen Wirt. Eine Ausnahme machen hier allein allerfeinste, sub-

mikroskopische Einstäubungen von Graphit, die z. B. von Chiasolithoporphroblasten der Chiasolithschiefer an der Prismenfläche vor sich her geschoben werden.

Das ist aber offensichtlich etwas ganz anderes. Es kann ohne weiteres einleuchten, daß ein wachsender Porphyroblast fremde Kornarten vor sich herschiebt (obwohl auch das im allgemeinen nicht der Fall ist). Die Zirkone um Erz und die Zirkone, welche die Zirkonringe im Biotit aufbauen sind aber *zu dem Kristall hin gewandert, an den sie sich hin anlagerten*. Die Bewegungen der Zirkone in den Syntektiten sind also zentripetal, nicht zentrifugal.

Die Bewegungen der Zirkone in den Syntektiten können also nicht durch den Wachstumsdruck irgendeiner sich neu bildenden Phase verursacht worden sein.

Es bleibt nur der Schluß, daß die Zirkone während eines gewissen Zeitraums bei der Bildung der Syntektite zumindest eine beschränkte Eigenbeweglichkeit hatten. Dies ist aber nur dann möglich, wenn die Zirkone von einer dünnen Haut flüssiger Phase umgeben waren. Da das tektonische Gesamtgefüge währenddessen zwar aufgelockert, nicht aber zerstört wurde, kann die Kohäsion zwischen den großen Körnern dabei nicht ganz verloren gegangen sein. Dies ist kein Widerspruch, denn alle Erfahrungen, die man an Einschlußschollen in Graniten machen kann, deuten auch darauf hin, daß selbst stark erweichte „Kristallbreie“ noch außerordentlich lange zusammenhalten können.

Die zentripetal gerichteten Zirkonanlagerungen in den Syntektiten beweisen also meiner Meinung nach das Vorhandensein von Porenschmelzen während eines gewissen Zeitraums bei der Bildung der Syntektite.

Während es im Granit möglich ist, die Zirkonanlagerung auf eine einfache Kristallisationsfolge zu beziehen, ist dies in den Syntektiten nicht möglich. In den Syntektiten waren vielmehr zu jedem Zeitpunkt die meisten Mineralien gleichzeitig vorhanden. Daß sich trotzdem eine ähnliche Zirkonverteilung einstellt, läßt wohl darauf schließen, daß die Zirkone an der Oberfläche der verschiedenen Mineralien verschieden stark festgehalten werden. Ich deute den Anlagerungsvorgang der Zirkone also in folgender Weise:

Da die Syntektite aus Sillimanithornfels entstanden, waren die Zirkone bereits vor der Syntexis zu einem großen Teil im Sillimanit und Biotit konzentriert. Während der Syntexis wurden laufend Teile des Sillimanits aufgelöst und zur Feldspatbildung verbraucht. Dabei wurde eine größere Zirkonzahl freigesetzt und konnte in der, die erweiterten Intergranularen füllende Porenschmelze Bewegungen ausführen. Andere Zirkone wurden aus den Kristallen (Biotite,

Tab. 20. Die Zirkonverteilung in Metablastiten und Syntektiten

Schliff-Nr.	Zahl der Zirkone										ausge- zählte Schliff- flächen	
	Bi	Sill	And	Mu	Q	Kf	Pg	Cord	Erz	Tm		Gesamt
Metablastite												
5632	256	45	12	125	54	138	26	11	5	5	677	153
Syntektite												
5628 a	137	65	10	71	40	44	12	5	1	1	386	189
5628 b	87	52	—	40	51	64	21	5	5	—	325	203
5629 a	175	31	—	33	64	21	40	5	9	—	373	312
5629 b	111	49	—	21	56	8	28	2	21	—	296	169
5629 c	123	195	—	33	52	2	22	2	10	—	439	140
Zirkondichten (Zirkone/mm ²)												
5632	8·8	6·6	(7·5)	7·1	1·4	3·5	1·5	(4·7)	(15)	(15)	4·4	
5628 a	4·6	4·3	(2·1)	2·4	0·6	1·4	(1·0)	(4·1)	?	?	2·0	
5628 b	5·7	7·0	—	3·6	0·7	0·9	(1·2)	(1·8)	(12)	—	1·6	
5629 a	8·5	(16·1)	—	2·7	0·4	0·4	0·7	(0·9)	(60)	—	1·2	
5629 b	8·5	9·3	—	(2·5)	0·6	(0·8)	0·8	?	(55)	—	1·7	
5629 c	13·3	12·0	—	3·5	0·7	?	(1·0)	?	(38)	—	3·1	

Alle Handstücke stammen aus dem Steinbruch am Foß-Bühl. N. Manzenberg.

Die vermessenen Flächen entsprechen oft nicht den bei der Integration vermessenen Flächen.

Beruhon Zirkondichten auf weniger als 25 Zirkonen oder weniger als 1 Vol%, so wurden sie in Klammer gesetzt.

Quarzen usw.) freigesetzt, die bei der Sammelkristallisation verschwanden. Die Zirkone konnten entlang der Intergranulare wandern, und natürlich auch durch das Sillimanitgewebe, das ja nicht kompakt ist, sondern aus sehr feinen Nadeln besteht. Dabei kamen die Zirkone mit den Nachbarmineralien in Berührung und wurden von diesen je nach ihrer Art verschieden stark festgehalten.

Wurden die Zirkone festgehalten, so umwuchs sie das Nachbarmineral. Das Verhältnis der Zirkondichten wird bei diesem Mechanismus dann im wesentlichen bestimmt sein durch die Größe der Oberflächenkräfte, die zwischen dem Zirkon und dem einschließenden Mineral bestehen.

Zusammenfassende Deutung und Erörterung der Ergebnisse

Der große Arbeitsaufwand, den die statistischen Untersuchungen erfordern, erlaubte leider nur die Untersuchung eines nicht sehr umfangreichen Materials. Da bisher noch kaum ähnliche Untersuchungen an anderen Gesteinen durchgeführt wurden, könnte die Gültigkeit der erarbeiteten Schlüsse angezweifelt werden.

Trotzdem glaube ich, daß die Ergebnisse dieser Studie in der Beobachtung und in ihrer Deutung so gut gesichert sind, daß sie auch auf allgemeine Fragen des Kristallwachstums für das untersuchte Gebiet und in Analogie auch für andere metamorphe Räume antworten können.

Keimbildung und Keimregelung

Die Untersuchungen am Biotit erlauben Aussagen über Keimbildung und Keimregelung. Es konnte wahrscheinlich gemacht werden, daß die Keimbildung von Biotit zunächst dort einsetzt, wo im Kristallgitter beschädigte Hellglimmerschuppen als Ansatzpunkte für die Kristallkeimbildung vorliegen. Die Regelung von Biotit wird dann ausschließlich bestimmt durch die Lage dieser tektonisch zerscherten Hellglimmerschuppen und nicht durch die Lage der Hauptmasse des Sericits.

Ferner ist die Kornfläche der Biotitporphyroblasten unabhängig von ihrer Lage zum verdrängten Grundgewebe. Es gibt also keine ausgezeichnete Lage für die Biotitporphyroblasten, in der sie besonders schnell wachsen würden. Eine Keimauslese bei der z. B. in bezug auf die Anisotropie der Diffusionskonstante „günstig“ gelegene Biotite gegenüber „ungünstig“ liegenden Biotiten bevorzugt würden, findet also nicht statt. Die Regelung von Biotit ist also zunächst als Keimregelung angelegt und wird nur durch den bei jedem Kristallwachstum stattfindenden Fehlbau weiter umgestaltet.

Das gleiche muß auch für Muscovit gelten, der sich ja gefügeanalytisch genau wie Biotit verhält.

Die Platznahme des wachsenden Kristalloblasten

Der Kristalloblast übernimmt Teile des äußeren Gewebes (Erz, Sericit in Biotit; Erz in Muscovit, Andalusit) stets ohne Lageveränderung. Das Interngefüge scheint sich stets nahtlos an das Externgefüge anzuschließen. Auch hat der Porphyroblast keine sichtbare mechanische Einwirkung auf seine Umgebung ausgeübt und etwa seinen Raum gedehnt. Dies gilt allgemein.

Der Kristalloblast wächst also, indem die vorhandenen Gefügekörner an seiner Oberfläche abgebaut werden und sich an deren Stelle neues Material des Kristalloblasten setzt. Die Geschwindigkeit, mit der dies geschieht, bezeichnen wir als Verdrängungsgeschwindigkeit. Am Beispiel des Biotits konnte gezeigt werden, daß sie verschieden ist für verschiedene Flächen des wachsenden Porphyroblasten und daß sie abhängig ist von seiner Orientierung zum verdrängten Material.

Die Volumenverhältnisse bei der Blastese

Das Gesamtvolumen des Gesteins braucht bei der Metamorphose nicht gleich bleiben und es muß sich auch nicht gleichmäßig verändern.

Auf die Unwahrscheinlichkeit einer Volumenkonstanz bei der Metamorphose weist bereits *Fischer* (1938) für die Cordieritgneise des Bayerischen Waldes hin. Aus den Stoffumsetzungen bei der Bildung der Cordieritgneise konnte *Fischer* wahrscheinlich machen, daß bei ihrer Bildung das Gesamtvolumen wesentlich abgenommen hat und daß ein nicht unbeträchtlicher Teil des Materials abwanderte.

Es war nun möglich, solche Volumenveränderungen mit Hilfe der Zirkonstatistik quantitativ zu erfassen und es erwies sich, daß das Volumen der Sillimanithornfelse abnahm, und daß diese Volumenabnahme an den Stellen lokalisiert ist, wo Biotit und Sillimanit wuchsen.

Wenn das Wachstum der Kristalloblasten, wie oben gesagt, an seiner Berührungsstelle mit dem Grundgewebe stattfindet, so besagt dies also nicht, daß an der Oberfläche des wachsenden Kristalls auch stets das gleiche Volumen des Grundgewebes aufgelöst wurde um das der Porphyroblast in der gleichen Zeit anwuchs. Im umgebenden Raum können vielmehr chemische Stoffumlagerungen stattfinden.

Die Ortsstellung der Kristalloblasten

Der Ort, an dem die Kristalloblasten sich bilden, ist offenbar bestimmt durch seine Reaktionsbeziehungen zu den umgebenden Mineralien. In einer ganzen Reihe von Fällen fanden wir Reaktionen zwischen Mineralien, die unter den gegebenen Bedingungen nebeneinander thermodynamisch stabil waren.

Als Beispiele seien genannt: Die Verdrängung von Biotit durch Andalusit und Muscovit in den Andalusit-Hornfelsglimmerschiefern. Die Verdrängung von Biotit durch Sillimanit in den Sillimanithornfelseln.

In allen diesen Fällen bildet sich das verdrängte Mineral in unmittelbarer Nachbarschaft neu. *Solche* Verdrängungsreaktionen lassen sich deshalb nicht auf thermodynamische Prinzipien zurückführen. Sie passen damit auch keineswegs in das Schema der Mineralfazies, das nur Reaktionen in geschlossenen Systemen betrachtet.

Diese Reaktionsbeziehungen zwischen gleichzeitig in einem geschlossenen System stabilen Mineralien führen zu einer Trennung verschiedener Stoffbestände nach der Verdrängungsgeschwindigkeit und damit zu einer metamorphen Differentiation.

Verdrängungsgeschwindigkeiten und metamorphe Differentiation

Das Aufsprossen einer neuen Mineralart kann damit zur Verdrängung anderer — an sich stabiler — Mineralien und zu deren Neubildung an anderem Ort führen. In den Sillimanithornfelseln erhält so ein bereits bestehender Lagenbau eine neue Form. Ein Teil der Granitoide der Sillimanithornfelse kann allerdings auch neu entstanden sein.

Der vorgegebene feinschichtige Lagenbau und die Quarzlagen und -linsen bieten in meinem Arbeitsgebiet dem vom Sillimanit verdrängten Material stets Ausweichmöglichkeiten in nächster Nähe. Dadurch bleibt der Pauschalchemismus des Gesteins gewahrt, solange nicht Zufuhren vom Granit her eine Rolle spielen. Beobachtungen in anderen Gebieten (z. B. Voll, 1960) zeigen, daß dies nicht der Fall sein muß und daß die Alkalien bei gleichartigen Vorgängen auch über erhebliche Entfernungen wandern können.

Der Nachweis von Verflüssigungen im Gesteinsgefüge

Ich habe bereits zu Beginn dieser Arbeit das blastische Mineralwachstum als Aufwachsen von Mineralien in einem festen, kohärenten Gefüge definiert. Dabei können wohl Volumenveränderungen eintreten, dagegen besitzen die einzelnen Mineralkörner keine Ro-

tations- und Bewegungsfreiheit. Eine mechanische Stoffumlagerung ist also, sofern sie nicht tektonisch bewirkt wird, unmöglich.

Eine Rotations- und Bewegungsfreiheit der Mineralien ist erst dann gegeben, wenn größere Teilbereiche um die bewegten Körner von flüssiger Phase erfüllt sind. Ein Nachweis von Verflüssigungen ist also grundsätzlich möglich:

a) Durch den Nachweis mechanisch angelagerter Teilkörner an ein wachsendes neugebildetes Korn (geregelter Anlagerungsgefüge).

b) Durch den Nachweis mechanischer Umlagerungen älterer Gefügebestandteile.

Leider ist die Korngröße aller Hauptgemengteile in den Syntektiten zu klein, als daß sich geregelte Anlagerungsgefüge dieser Mineralien hätten bilden können. Immerhin konnte nachgewiesen werden, daß Zirkon an- und umgelagert wurde und somit innerhalb bestimmter Grenzen beweglich war.

Nun bezeichnet *Drescher-Kaden* (1948) auch Gefüge als blastisch, in denen er Verlagerungen von Einzelkörnern und Rotationen nachweisen konnte. Er erläutert dabei selbst (1948, S. 217—221), daß diese „Kristalloblasten“ in einer Umgebung gewachsen sind, die von flüssiger Phase umgeben war. Nun scheint mir Kristallwachstum im Festen, also durch Verdrängung anderer Mineralien doch etwas ganz anderes zu sein, als ein Kristallwachstum mit Auswirkung des Flächenvorschubs gegenüber einer flüssigen Phase. Wenn es möglich ist, beide Vorgänge zu trennen, so sollte man dies auch tun. Ich schlage deshalb vor, den Begriff des „blastischen“ Kristallwachstums nur dann zu verwenden, wenn die Kristalle in einem festen Gefüge durch Verdrängung anderer Mineralien gewachsen sind.

Nun wird wohl zwischen dem so definierten „blastischen“ Kristallwachstum und dem Kristallwachstum in einer von flüssiger Phase erfüllten Umgebung ein kontinuierlicher Übergang bestehen. Die Zirkonanlagerungen werden aber wohl bereits stattfinden, wenn nur sehr geringe Räume von flüssiger Phase erfüllt sind. Dadurch ermöglichen sie den Nachweis von Verflüssigungen schon dort, wo Anlagerungsgefüge anderer Mineralien noch nicht gebildet wurden.

Wachstumsregelung und -Entregelung

Wachstumsregelungen konnten wir bei verschiedenen Mineralien beobachten: bei Glimmern, Andalusit und Sillimanit.

Solche Wachstumsregelung entstanden:

a) Durch Beeinflussung des Kristallwachstums von außen her (z. B. Einbiegen von Sillimanit in kristallographische Richtungen des Kalifeldspatgitters, vielleicht auch das Einbiegen der Hellglimmer in die Grenzflächen des Gefüges bei ihrer diablastischen Verschränkung).

b) Ohne Beeinflussung von außen (z. B. Bildung der Andalusitgarben).

In jedem Falle ist die Voraussetzung einer solchen Wachstumsregelung ein Fehlbau des Kristallgitters beim Wachstum. Das fortschreitende Kristallwachstum führt also offenbar zu einer Lage jüngerer Teile des Kristalls, welche von der des Keimes abweicht. Damit führt die Kristalloblastese zu einer fortschreitenden Verminderung des Regelungsgrades, sofern sie nicht unter einem äußeren Einfluß stattfindet, der überall in der gleichen Weise und in gleicher Richtung wirkt.

Zusammenfassung

I.

1. Die Biotit- und die jüngere Muscovitbildung der Phyllite kann bereits syntektonisch beginnen und ist dann unabhängig von der Granitintrusion.

2. Der jüngere Muscovit ist jünger als Biotit und verdrängt diesen.

3. In den Andalusitglimmerschiefern war Muscovit neben Andalusit stabil.

4. In den Andalusit-Phylliten des westlichen Steinwalds war Chlorit und Biotit neben Andalusit stabil.

5. Die Sillimanitknoten in den Sillimanithornfelsen des westlichen Fichtelgebirges entstanden aus Hellglimmer.

6. Sillimanit und Andalusit verdrängen bei ihrem Wachstum den Biotit, der sich in ihrer Nachbarschaft wieder neu bildet.

7. Falkenberger Granit, Steinwaldgranit und Steinwald-Randgranit gehören einer Intrusion an. Der Wassergehalt der granitischen Schmelze stieg vom Falkenberger Granit zum Steinwald-Randgranit hin an.

8. Andalusit-Biotit-Chlorit-Phyllite entstanden bei hohen H_2O -Drucken im Kontakt zum Steinwald-Randgranit.

9. Andalusit-Hornfelsglimmerschiefer entstanden bei mittleren H_2O -Drucken im Kontakt zum Steinwaldgranit.

10. Sillimanithornfelse entstanden bei niedrigen H_2O -Drucken im Kontakt zum Falkenberger Granit.

11. Die Geschwindigkeiten der Reaktionen bei der Bildung der Hornfelse war im wesentlichen abhängig von der Geschwindigkeit, mit der das freiwerdende Wasser abdiffundieren konnte. Da die Diffusion nur sehr langsam vor sich ging, blieben im allgemeinen Relikte des niedriger temperierten Zustands erhalten.

12. Der Chemismus der untersuchten Phyllite entspricht sehr kalkarmen sandigen Tonschiefern.

13. Der Pauschalchemismus der Sedimente blieb bis zum Stadium der Sillimanithornfelse erhalten.

14. Bei der Bildung der Sillimanithornfelse trat eine Trennung in Al-reiche, alkaliarme und in Al-arme, alkalireiche Stoffbestände ein.

15. In die Syntektite und Metablastite wurden vom Granit her Alkalien und auch Ca zugeführt.

II.

1. 1. Die Kornfläche von Biotit ist unabhängig von seiner Lage zum verdrängten Grundgewebe.

1. 2. Die Kornform von Biotit ist abhängig von seiner Lage zum verdrängten Grundgewebe.

1. 3. Die Biotitregelung entsteht als Keimregelung. Als Kristallkeime dienen kleine, mechanisch versehrte Hellglimmer.

1. 4. Die Verdrängungsgeschwindigkeit von Biotit gegenüber Sericit ist verschieden für die verschiedenen Flächen von Biotit und abhängig von seiner Lagebeziehung zum verdrängten Gewebe.

1. 5. Zwischen der Verdrängungsgeschwindigkeit von Biotit gegenüber Sericit und der Winkeldivergenz der Basis beider Mineralien besteht ein statistischer Zusammenhang. In einem Fall war die mittlere Verdrängungsgeschwindigkeit von Biotit gegenüber Sericit für die Basis von Biotit:

$$(001) \text{ Bi} = \frac{\text{const}}{\sqrt{3 \cos^2 \varphi + 1}}$$

und für die Endflächen von Biotit:

$$(001) \text{ Bi} = \text{const} \cdot \sqrt{3 \cos^2 \varphi + 1}$$

2. 1. Im einheitlichen Sericitgewebe bilden sich Glimmerporphyroblasten mit straffer Regelung ($s < 0.20$). Die Kristallkeime der Glimmerporphyroblasten wurden um B rotiert, nicht dagegen aus dem Großkreis um B.

2. 2. Durchwachsen sich die Glimmer diablastisch, so erniedrigt sich der Regelungsgrad beträchtlich. s steigt auf Werte zwischen 0.50 und 0.57. Die Regelungsauflockerung erfolgt in dem Zeitpunkt, in dem sich die Porphyroblasten berühren.

2. 3. Bei der *Sammelkristallisation* der Glimmer bleibt der b-axiale Regelungsgrad erhalten.

2. 4. Andalusit kann von außen her, vom umgebenden Muscovitgewebe aus, durch Hellglimmer ersetzt werden. Dabei entstehen Glimmer mit dem gleichen Regelungstyp wie die Altglimmer, jedoch erniedrigt sich der Regelungsgrad.

2.5. Die *reliktischen* Muscovite der Sillimanithornfelse sind zum Teil straffer geregelt wie Biotit.

2.6. Die Regelungsauflockerung der Glimmer ist von der Wachsgeschwindigkeit abhängig. Der Regelungsgrad bleibt bei der *Sammelkristallisation* der Hornfelsglimmerschiefer konstant, erniedrigt sich aber bei der *Neubildung* von Biotit in den Sillimanithornfelsen.

2.7. Der Regelungsgrad der Biotite in den Sillimanithornfelsen sinkt mit wachsendem Anteil neugebildeten Biotits. So z. B. von dem Hornfelsgewebe zu den Granitoiden.

2.8. Bei der Syntexis nimmt der Regelungsgrad ab. Grenzen metablastische und syntektische Gewebe aneinander, so haben die Syntektite den niedrigeren Regelungsgrad.

2.9. Die Biotitgefüge der Syntektite sind räumlich homogen. Bei der Syntexis bleibt das präsyntektische Gefüge in aufgelockerter Form erhalten.

2.10. Die Syntexis fand in situ statt. Neue Gefüge bildeten sich nicht. Durch schlierige Stoffzufuhr entstand bei der Syntexis das täuschende Bild schlieriger Durchbewegung und pseudointrusiver Schollenbildung.

2.11. Die statische Metamorphose führt stets zu einer Auflockerung der Regelung.

3.1. Die Wachstumsfelderung von Andalusit entspricht einem statistischen Fehlbau und ist unabhängig von äußerer Beeinflussung.

4.1. Die Porphyroblasten ersetzen das Grundgewebe, indem das Grundgewebe an ihrer Oberfläche abgebaut wird und sich an seiner Stelle Material der Porphyroblasten setzt.

4.2. Zirkon ist in den Phylliten stark im sericitisch-chloritischem Material angereichert.

4.3. Bei der Sillimanitblastese erhöhte sich die Zirkondichte im Sillimanit, Andalusit und Biotit.

4.4. Am Ort der Biotit- und Silimanitbildung fand eine Volumverminderung statt.

4.5. Sillimanit, Biotit, Andalusit und Muscovit nehmen in den Sillimanithornfelsen fast ausschließlich Raum des alten Sericitgewebes ein; Quarz, Feldspäte und Cordierit dagegen im wesentlichen Raum des alten Quarzitgewebes.

4.6. In den Syntektiten wurden die Zirkone, die in dem zur Feldspatbildung verbrauchten Sillimanit vorhanden waren, überwiegend von Biotit und dem Rest des Sillimanits übernommen. Dabei wurde Zirkon an Erz und Biotit angelagert.

4.7. Zirkon-Um- und -Anlagerungen beweisen Teilverflüssigungen im Gefüge.

Verzeichnis der verwendeten Literatur

(zu Teil II a und II b)

- Bader, H., Metamorphose und Stoffhaushalt der Gneise der südlichen Oberpfalz. Inaugural-Dissertation Universität München 1959. — Barth, T. F. W., Structural and petrologic studies in the Dutchess Country, New York. P. II. Geol. Soc. Am. Bull. 47 (1936), 803—806, 810—813, 825—832. — Barth, T. F. W., C. W. Correns und P. Eskola, Die Entstehung der Gesteine. Springer, Berlin 1939. — Buerger, M. J., und E. Washken, Metamorphism of minerals. Am. Min. 32 (1947), 296. — Chayes, F., Statistical analysis of three-dimensional fabric diagrams. In: Fairbairn, H. W., Structural petrology of deformed rocks. Addison-Wesley Press Ltd. Cambridge, Mass. 1949. — Claus, G., Schwermineralien aus kristallinen Gesteinen des Gebietes zwischen Passau und Cham. N. Jb. Min. BB 71 B (1936), 1—58. — Dimroth, E., Stratigraphie, Tektonik und Metamorphose im südwestlichen Fichtelgebirge. „Der Aufschluß“ 8. Sonderheft (1960), 71—89. — Drescher-Kaden, F. K., Über Assimilationsvorgänge, Migmatitbildungen und ihre Bedeutung für die Entstehung der Magmen. Chemie der Erde 10 (1936), 271. — Drescher-Kaden, F. K., Beiträge zur Kenntnis der Migmatit- und Assimilationsbildungen, sowie der synanethetischen Reaktionsformen I: Über Schollenassimilation und Kristallisationsverlauf im Bergeller Granit. Chemie der Erde 12 (1941), 304. — Drescher-Kaden, F. K., Die Feldspat-Quarz-Reaktionsgefüge der Granite und Gneise und ihre genetische Bedeutung. Mineralogie und Petrographie in Einzeldarstellungen. Springer, Berlin 1948. — Eskola, P., The Mineral facies of rocks. Norsk. Geol. Tidsskr. 6 (1922). — Eskola, P., On the principles of metamorphic differentiation. Bull. Comm. Geol. Finl. 97 (1932), 68—77. — Eskola, P., On the differential anatexis of rocks. Bull. Comm. Geol. Finl. 103 (1933). — Fabian, R., Die Metamorphose devonischer Phyllite im Altvatergebirge. Chemie der Erde 10 (1936). — Fairbairn, H. W., Structural petrology of deformed rocks. Addison Wesley Press. Cambridge, Mass. 1949. — Fischer, G., Über das Grundgebirge der bayerischen Ostmark. Jb. Pr. Geol. L.-A. 59 (1938), 289—347. — Fischer, G., Über das Moldanubikum der bayerischen Oberpfalz. „Der Aufschluß“. 6. Sonderheft (1957), 7—26. — Fischer, G., und J. Nothhaft, Natronamphibol-(Osannit)-Ägirinschiefer in den Tarntaler Bergen. Tsch. Min. Petr. 3. F. 4. Frasl, G., Anzeichen schmelzflüssigen und hochtemperierten Wachstums an den großen Kalifeldspaten einiger Porphyrrgranite, Porphyrrgranitgneise und Augengneise Österreichs. Jb. geol. B.-A. 97 (1954), 71—132. — Gaertner, H. R. v., Probleme des Saxothuringikums. Geol. Jb. 65 (1950), 409—450. — Goldschmidt, V. M., Die Kontaktmetamorphose im Kristianiagebiet. Videnskaps. Selsk. Skr. I. Math.-Nat.-Kl. 11 (1911). — Hoernes, D., Magmatische Tätigkeit, Metamorphose und Migmatitbildung im Grundgebirge des südwestlichen Schwarzwalds. N. Jb. Min. BB 76 A (1940), 153—256. — Hofmann, R., Kluftektonische Untersuchungen im Granit des Steinwalds und seiner Umgebung (Nördliche Oberpfalz). Zs. D. Geol. Ges. 110 (1958), 389—399. — Hofmann, R., und D. Richter, Kleintektonische Probleme des westlichen Fichtelgebirges zwischen Goldkronach und Erbdorf. N. Jb. Geol. Abh. 108 (1959), 215—238. — Kauter, K., Geologische Karte von Bayern 1 : 25.000, Bl. Kennath. Mit Erl. München 1938. — Koller, S., Graphische Tabellen zur Beurteilung statistischer Zahlen. 3. Aufl., Dietrich Steinkopf V., Darmstadt 1953. — Kraus, G., Gefüge, Kristallgröße und Genese des Kristallgranits I im vorderen Bayerischen Wald. Dissertation Univ. München 1959. Manuskript. — Lindgren, W., Volume changes in metamorphism. J. Geol. 26 (1918), 542—554. — Lindgren, W., Contact metamorphism at Bingham, Uta. Geol. Soc. Am. Bull. 35 (1924), 507—534. — Matthes, S., Die kontaktmetamorphe Überprägung basischer kristalliner Schiefer im Kontaktgof des Steinwaldgranits

nördlich Erbdorf in der Oberpfalz. N. Jb. Min. 82 (1951), 1—92. — *Maucher, A.*, Über geregelte Plagioklaseinschlüsse in Orthoklas (Sanidin). Z. Kryst. A. (1943), 82 ff. — *Mehnert, K. R.*, Petrographie und Abfolge der Granitisation im Schwarzwald I. N. Jb. Min. Abh. 85 (1953), 60—140. — *Mehnert, K. R.*, Petrographie und Abfolge der Granitisation im Schwarzwald. N. Jb. Min. A h. 90 (1958), 39—90. — *Preston, J.*, The geology of the pre-cambrian rocks of the Kuopio District. Bull. Comm. Geol. Finlande. 40 (1953). — *Ramberg, H.*, The origin of metamorphic and metasomatic rocks. Univ. of Chicago Press. Chicago, Ill., 1952. — *Richter, D.*, Tektonik und Metamorphose im westlichen Fichtelgebirge. Zs. D. Geol. Ges. 111 (1959), 62—73. — *Roy, R.*, und *Tuttle, O. F.*, Investigations under hydrothermal conditions. In: Physics and chemistry of the earth, Vol. I. P. 138—181. Pergamon Press. London 1956. — *Sander, B.*, Gefügekunde der Gesteine. Springer V. Wien I 1948, II 1952. — *Scheumann, K. H.*, Zur Nomenklatur migmatischer und verwandter Gesteine. Min.-petr. Mitt. 48 (1936), 297 bis 302. — *Söllner, K.*, Der Olivinnephelinit vom Teichelberg bei Groschlattengrün und seine geologische Umgebung. Diplomarbeit Univ. München 1958 (Manuskript). — *Söllner, K.*, Der Olivinnephelinit vom Teichelberg bei Groschlattengrün. Dissertation Univ. München 1958 (Manuskript). — *Stark, J. T.*, Migmatites of the Sawatch Range, Colorado. Journ. Geol. 43 (1935), 1—26. — *Stettner, G.*, Erläuterungen zur geologischen Karte von Bayern, 1 : 25.000, Blatt 5937, Fichtelberg. München 1958. — *Stettner, G.*, Die Lagerstätten des Specksteins von Göpfersgrün-Thiersheim im Fichtelgebirge. Geologica Bavaria H. 42 (1959). — *Terra, H. de*, Die Umgebung von Erbdorf. Ein Beitrag zur Geologie der nördlichen Oberpfalz. N. Jb. Min. Etc. BB 51 B (1922), 353—412. — *Teuscher, E. O.*, Die Kalksilikatfelse der nördlichen Oberpfalz. Geologica Bavaria H. 14 (1952), 7—15. — *Tröger, W. E.*, Optische Bestimmung der gesteinsbildenden Mineralien. Schweizerbarth, Stuttgart 1956. — *Tilley, C. E.*, Contact metamorphism in the Comrie Area of the Pethsire Highlands. Geol. Soc. London Quart. Journ. 80 (1924), 22—71. — *Tilley, C. E.*, Contact-metamorphic assemblages in the system $\text{CaO-MgO-Al}_2\text{O}_3\text{-SiO}_2$. Geol. Mag. 62 (1925), 363—367. — *Tilley, C. E.*, On garnet in pelitic contact zones. Min. Mag. 27 (1926), 47—50. — *Turner, F. J.*, und *J. Verhoogen*, Igneous and metamorphic Petrology. McGraw Hill. New York 1951. — *Voll, G.*, Stoff, Bau und Alter in der Grenzzone Moldanubicum-Saxothuringicum in Bayern unter bes. Ber. gabbroider amphibolitischer und kalksilikatischer Gesteine. Dissertation Univ. München 1955. — *Weber, E.*, Grundriß der biologischen Statistik. G. Fischer V., Jena 1948. — *Winkler, H. G. F.*, Experimentell gebildete anatektische Schmelzen granitischer Zusammensetzung. Fortschr. Min. 36 (1958).

